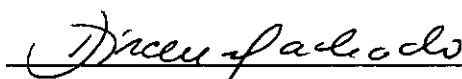


SIMULAÇÃO DO MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO E SUA VARIABILIDADE, CONSIDERANDO O EFEITO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

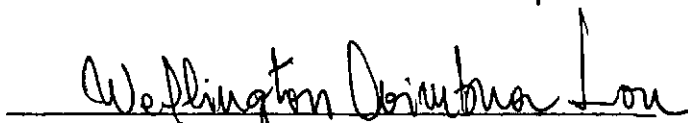
GILSON CANDIDO SANTANA

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS
DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO
DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS À OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (MSc).

Aprovada por:


Prof. Dirceu Machado Olive


Prof. Blenor Torres Loureiro


Prof. Wellington Coimbra Lôu

RIO DE JANEIRO - RJ - BRASIL

FEVEREIRO DE 1983

SANTANA, GILSON CANDIDO

SIMULAÇÃO DO MOVIMENTO DE ÁGUA
NO SOLO E SUA VARIABILIDADE,
CONSIDERANDO O EFEITO DA EVAPOR
TRANSPIRAÇÃO (Rio de Janeiro 1983)

VIII - 137pp 29,7 cm (COPPE-UFRJ- MSc
Engenharia Civil - 1983).

TESE - Universidade Federal do Rio
de Janeiro - Fac. de Engenharia.

- 1 - Água no solo - Fluxo não saturado
Extração radicular I - COPPE-UFRJ
II - Título (série)

Dedico este trabalho a todos aqueles que fizeram de mim um homem de paz, minha esposa DJALVA, minha filha TALITA e minha mãe DAGMAR, e à memória de meu pai ORLANDO que muito lutou para o meu sucesso.

ÍNDICE GERAL

PÁGINA

- ÍNDICE GERAL.....	i
- RESUMO.....	iv
- ABSTRACT.....	vi
- CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	1
I.1 - Considerações gerais.....	1
I.2 - Objetivos.....	3
- CAPÍTULO II - CICLO DA ÁGUA NO SOLO.....	5
II.1 - Constituição física do solo.....	5
II.2 - Propriedades físicas do solo.....	6
a - Densidade real.....	7
b - Densidade aparente.....	8
c - Porosidade.....	8
d - Conteúdo de água em massa.....	9
e - Conteúdo de água em volume.....	8
f - Textura do solo.....	19

g - Estrutura do solo.....	10
II.3 - Interações hídricas no solo-.....	11
II.4 - Estado energético da água no solo.....	12
II.5 - Movimento de água em um solo saturado.....	18
II.6 - Movimento de água em um solo não saturado...	20
- A lei de Darcy para os solos não saturados..	20
II.7 - Extração de água pelas plantas.....	27
- CAPÍTULO III - SOLUÇÕES PARA O MOVIMENTO DE ÁGUA NO SO	
LO NÃO SATURADO.....	36
III.1 - Considerações gerais.....	36
III.2 - Solução de PHILIP para a infiltração.....	41
III.3 - Soluções numéricas.....	46
- CAPÍTULO IV - VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS DO SISTEMA	
SOLO-ÁGUA-PLANTA.....	56
IV.1 - Discussão geral.....	56
- CAPÍTULO V - MODELO DE SIMULAÇÃO PROPOSTO.....	69
V.1 - Considerações gerais.....	69
V.2 - Termo de extração radicular.....	73
V.3 - Condições de contorno.....	74
V.4 - Características hídricas do solo.....	79
V.5 - Solução da variância.....	83
V.6 - Interpretação do modelo.....	89
V.7 - Programa de cálculo.....	90
- CAPÍTULO VI - TESTE DO MODELO PROPOSTO.....	93
VI.1 - Teste do modelo proposto para valores médios	
com os dados de literatura.....	93
VI.2 - Simulação para as condições de campo.....	101

VI.3 - Resultados e discussão.....	109
- CAPÍTULO VII ₁ - CONCLUSÕES.....	121
VII.1 - Conclusões gerais.....	121
- LITERATURA CITADA.....	124
- APÊNDICE.....	131

RESUMO

A simulação do movimento de água no solo constitui ferramenta muito útil aos estudos de controle e disponibilidade de água para as plantas. Porém, as características do solo que envolvem os principais parâmetros dos modelos apresentam extrema variabilidade ao longo da área e da profundidade.

No presente trabalho são analisados os diferentes aspectos que envolvem o movimento de água no sistema solo-água-planta, o equacionamento dos problemas de fluxo, as principais soluções analíticas e numéricas para resolver a simulação.

A variabilidade dos parâmetros, de forma geral é desprezada, porém constitui fator importante ao se tentar estender o uso da simulação para grandes áreas, onde essa variabilidade poderá atingir elevados índices.

Um modelo simplificado, baseado em solução numérica, foi introduzido e testado com dados de literatura, apresentando resultados satisfatórios. Nesse modelo foi introduzido o conceito de "incerteza probabilística" na determinação

dos dados de entrada, o que permite por simplificação, obter incertezas também dos resultados de simulação, expressa através de desvios padrão simulados.

Na incerteza do conhecimento dos parâmetros característicos do solo, a otimização desses parâmetros constitui solução aceitável, de tal forma que para os dados experimentais obtidos, a simulação dos desvios padrão se apresentou razoável, a não ser pela condição superficial, devido à solução adotada para obtenção desses valores.

ABSTRACT

The simulation of the movement of water in the soil constitute an useful tool in the studies of control and available water to the plants. However, the characteristics of the soil that involve the principal parameters of the models, exhibit a great variability along the area and depth.

The present work analyse the diferent aspects that involve the movement of water in the soil-water-plant system, the mathematical equalization of the flux problems, the principals analytical and numerical solutions for to solve the simulation.

The variability of the parameters, in general form is rejected, however constitute imprtant factor of extensive use of simulation in great areas, where this variability reach great values.

A simplified model based in numerical solution was introduced and utilized with literature data, bringing out good results. In this model was introduced the "probability

uncertainty concepts" in determination of the input data, which permits, for simplifications, the obtention of uncertainty also in the results of simulation, expressed through simulated standard deviations.

In the uncertainty of knowledge of the characteristic parameters of the soil, the optimization of this parameters constitute acceptable solution. For the experimental data obtained, the simulation of the standard deviation was reasonable, only in the superficial conditions, due the adopted solution for the obtention of this values.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - Considerações gerais

A água é uma das substâncias mais importantes da natureza. Sua importância para o homem está relacionada de forma direta com a sua sobrevivência, pois é necessária como seu constituinte celular, e necessária aos vegetais e animais, fonte de sua alimentação.

Nos vegetais, tem importância significativa na manutenção de sua estrutura celular, bem como no processo de "transpiração". Toda essa água é extraída de entre os espaços porosos do solo pelo sistema radicular.

No solo a água é retida no espaço poroso por forças provenientes da interação entre as frações coloidais e

forças capilares de contato, desenvolvendo-se ainda os sistemas radiculares dos vegetais, formando o complexo sistema "solo-água-planta", objetivo de estudos para o controle das condições de umidade do solo.

A água presente no solo e utilizada pelas plantas é proveniente da precipitação atmosférica. Porém em determinadas regiões e épocas do ano, as frequências de precipitação podem não ser suficientes para suprir as exigências do sistema, gerando condições deficitárias de umidade para as plantas, com reflexos sobre a produção agrícola. A solução desse problema se encontra no fornecimento de água para o solo através da irrigação artificial.

Para a irrigação ser feita em quantidades adequadas, o controle constante do conteúdo de umidade é necessário. Essa operação, porém, em termos práticos é de difícil realização, principalmente em se tratando de extensas áreas de produção.

O estudo dos processos que regem o movimento de água no sistema vem se desenvolvendo muito nos últimos tempos. Vários pesquisadores vêm estudando a aplicação de técnicas de simulação ao movimento de água, baseando-se em propriedades do solo, do sistema radicular e condições climáticas (MOLZ et alii, 1968; MOLZ e REMSON, 1970; NIMAH e HANKS, 1973a; FEDDES et alii 1974; HILLEL et alii, 1975, 1976; FEDDES et alii, 1976; AFSHAR

e MARINO, 1978; ROWSE e STONE, 1978).

Nesses estudos a variabilidade das características físicas do sistema não são levadas em consideração, de modo que os ajustes da simulação, embora possam ser excelentes, estão sujeitos a não retratar fielmente as condições ambientais (NIMAH e HANKS, 1973b; BELMANS et alii, 1979).

A quantificação da variabilidade das características físicas do sistema, representadas nos modelos matemáticos de simulação pela quantificação dos parâmetros envolvidos, vem despertando bastante interesse dentro da física do solo, de modo que já se têm ajustes de alguns parâmetros à distribuições de probabilidades conhecidas, levantadas em diferentes regiões (NIELSEN et alii, 1973; REICHARDT et alii, 1976; BAKER e BOUMA, 1976; WARRICK et alii, 1977a).

Com o conhecimento das distribuições de probabilidades dos parâmetros hídricos do solo, vem se tentando estabelecer simulações que satisfaçam a intervalos de confiabilidade pré-estabelecidos (PECK et alii, 1977; BRESLER et alii, 1979).

I.2 - Objetivos

O objetivo do presente trabalho é discutir os aspectos que compõem o sistema solo-água-plantas, de interesse

para a simulação do movimento de água no solo, bem como as técnicas mais utilizadas, suas implicações e resultados. Analisar o emprego da variabilidade das características do solo nos modelos de simulação, afim de obter a simulação dentro de intervalos de confiabilidade.

Diante da situação atual da simulação do movimento de água no solo e sua variabilidade, propor uma solução alternativa que venha a demonstrar o melhor emprego da simulação como instrumento de trabalho nos estudos de controle de umidade do solo em condições de campo, testando esse emprego com resultados de dados experimentais.

CAPÍTULO II

CICLO DA ÁGUA NO SOLO

II.1 - Constituição física do solo

O solo pode ser considerado como um sistema onde ocorrem tres fases distintas, presentes em diferentes proporções: A fase sólida, constituída pelas partículas sólidas, minerais e orgânicas, a fase gasosa e a fase líquida.

As partículas minerais são compostas essencialmente de silicatos e argilas em diferentes proporções. As partículas orgânicas são provenientes da decomposição da matéria orgânica incorporada ao sistema, conferindo pequenas alterações nas propriedades físicas do mesmo.

A fase gasosa, atmosfera do solo, composta de N_2 , O_2 , CO_2 , NH_3 e vapor d'água, essencialmente, tem uma impor

tância fundamental na sobrevivência dos seres vivos dentro do solo, no nosso caso, o sistema radicular das plantas.

A fase líquida, composta da água de precipitação que se infiltra através da superfície do solo, está sujeita a deslocamentos por percolação profunda, bem como evaporação pela superfície ou extração pelo sistema radicular. Essa água, juntamente com a fase gasosa ocupam o espaço poroso deixado pelas partículas sólidas.

Quando o conteúdo de umidade for muito grande e ocupar a porosidade do solo, não estando presente a fase gasosa, o solo se encontra em condição de "saturação".

O estudo da água no solo tem maior importância para o nosso caso na condição não-saturada, visto que a maioria das plantas não sobrevive em condição de saturação, pelo sufocamento do sistema radicular sem a presença de oxigênio necessário à respiração celular.

O estudo da água no solo em condição saturada, entretanto, é importante pois fornece elementos ao estudo da condição não-saturada.

II.2 - Propriedades físicas do solo

Para entendimento do movimento de água no solo,

torna-se interessante uma breve descrição das principais propriedades físicas que estejam relacionadas com o estudo da água presente no solo.

HILLEL (1970) apresenta um diagrama esquemático de um solo, separando as componentes do sistema trifásico.

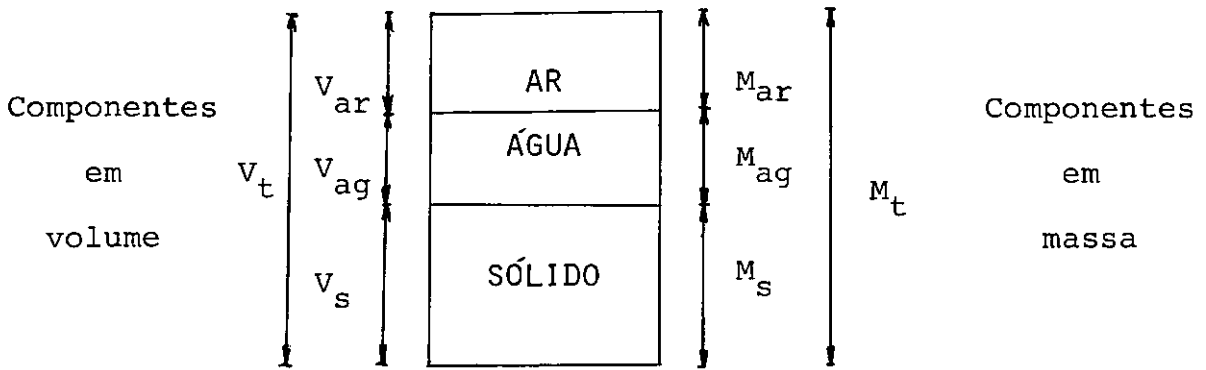


Figura 1 - Diagrama esquemático do solo como um sistema trifásico - HILLEL (1970).

A partir destas componentes, as seguintes relações podem ser estabelecidas:

a - Densidade real (d_r)

A densidade real de um solo expressa a relação entre a massa e o volume da fase sólida. Nos solos minerais o seu valor se apresenta de forma quase constante entre 2,6 e 2,7 g/cm³, alterada pela presença de matéria orgânica que por ser menos densa, tende a diminuir a densidade total de sólidos.

$$d_r = \frac{M_s}{V_s} \quad (1)$$

b - Densidade aparente (d_{ap})

A densidade aparente de um solo, como o próprio nome faz sentir, expressa a relação de densidade visível, ou seja, a relação de massa da fase sólida e o volume com o qual se apresenta todo o sistema, incluindo toda a porosidade que é ocupada em volume pelas fases líquida e gasosa. A sua variação já é mais marcante de solo para solo, e está diretamente relacionada com o arranjo entre as partículas sólidas, extremamente influenciada pela granulometria dessas partículas.

$$d_{ap} = \frac{M_s}{V_t} = \frac{M_s}{V_s + V_{ar} + V_{ag}} = \frac{M_s}{V_s + V_p} \quad (2)$$

c - Porosidade (η)

A porosidade é a relação entre o volume de poros existentes no solo relativamente ao volume ocupado pelo total do sistema. Pode ser apresentada em termos percentuais, indicando o volume relativo de vazios que são utilizados pela água e o ar presentes no sistema.

$$\eta = \frac{V_p}{V_t} = \frac{V_{ar} + V_{ag}}{V_s + V_{ar} + V_{ag}} \quad (3)$$

d - Conteúdo de água em massa (μ)

Consiste da relação gravimétrica entre a massa de água presente no solo e a massa de sólidos desse solo para o mesmo volume de amostra. Para expressar a relação de massa é necessário conhecer a massa de sólidos quando livre de água, ou seja a obtenção do solo seco. Por questões de padronização se estabeleceu que o solo seco é aquele submetido a uma temperatura de 105°C em estufa, até obtenção de um peso constante em sucessivas pesagens.

$$\mu = \frac{M_{ag}}{M_s} \quad (4)$$

e - Conteúdo de água em volume (θ)

Expressa a relação entre o volume da água presente no solo e o volume total do solo. Incluindo esse volume total a parte sólida e a porosidade.

O conteúdo de umidade em volume fornece mais facilidade de entendimento das relações de umidade no sistema do solo. Assim, quando toda a porosidade estiver preenchida com água, o solo se encontrará em saturação, o que facilita bastante os cálculos de quantidade de água aplicada e perdida.

$$\theta = \frac{V_{ag}}{V_t} = \frac{V_{ag}}{V_s + V_p} \quad (5)$$

f - Textura do solo

Por textura do solo se entende a sua composição granulométrica em termos de partículas individualizadas. Assim os solos são classificados em relação à sua textura em categorias que agrupam as variações dos diâmetros dessas partículas, em: areia, silte e argila.

Conforme a proporção em que essas partículas se apresentam em um determinado solo, este recebe uma denominação apropriada segundo critérios pré-estabelecidos. Em nosso caso, a classificação textural não é uma característica de grande importância para as relações de umidade, a não ser o fato de que as argilas têm maior tendência de retenção de umidade do que as partículas de maior diâmetro, o que nos dá uma idéia de que um solo com maior percentagem de fração argilosa terá maior tendência de interação hídrica.

g - Estrutura do solo

A estrutura do solo está associada ao arranjo das partículas formando a massa total do sistema, ou seja à sua orientação.

Devido à composição do solo e à presença de sais e outras substâncias, as partículas sólidas raramente estão individualizadas, encontrando-se formando agregados, que em função de suas dimensões e formatos, conferem ao se organizarem, características porosas diversas.

A estrutura de um solo é uma característica extremamente importante para as relações hídricas do mesmo, pois sendo fator determinante da porosidade do solo, tem influência direta nas relações de volume que este apresente, aliado ao fato de que é uma característica dinâmica, alterada pelas intempéries e pelo trabalho do homem.

II.3 - Interações hídricas no solo

A água presente no solo está sujeita a uma série de forças que tendem a mantê-la em processo dinâmico.

Devido à característica da fração argilosa de ocorrência de dimensões coloidais, com elevada superfície de contato, ocorrem tensões atrativas sobre as moléculas d'água, formando camadas adsorvidas envolvendo as partículas sólidas. As camadas envolventes pela adsorção da água criam tensões coesivas, formando sucessivas camadas de espessura tal a manifestar fenômenos de capilaridade pela aproximação de partículas sólidas vizinhas, até que se atinjam tensões capilares tão enfraquecidas que qualquer excesso de água é eliminado pela ação da gravidade.

Na realidade esse fenômeno se torna mais complexo, visto que as sucessivas camadas do solo se encontrando com diferentes conteúdos de umidade, tendem a gerar tensões, provocando o deslocamento dessa água.

Isso ocorre como foi descrito para o fenômeno de "molhamento", porém, se o sistema em dado momento se encontra submetido a tensões de evaporação, o sentido das interações se inverte. Assim, a água retida por tensões capilares é facilmente eliminada, em seguida a água retida por tensões coesivas e raramente a água retida por interação elétrica com a matriz do solo, visto que as tensões de evaporação são inferiores a essas tensões elétricas.

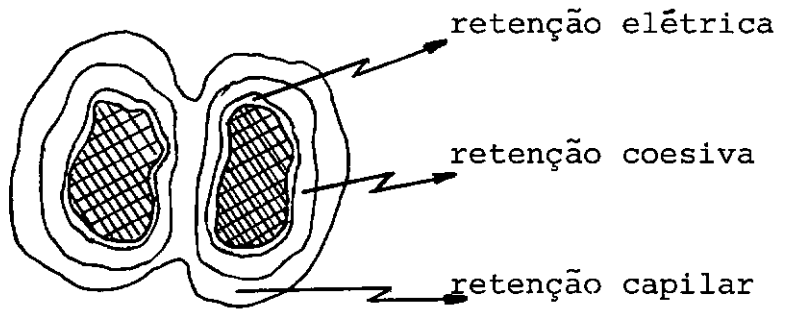


Figura 2 - Esquema ilustrativo das camadas de água envolvidas, submetidas a diferentes fenômenos de retenção.

II.4 - Estado energético da água no solo

Pode-se concluir que a água presente no solo está submetida a um gradiente de forças que tendem a provocar movimento desta entre os diferentes pontos da massa do solo, gerando um determinado estado energético.

Por questões de conveniência o estado energético

da água no solo é definido por uma grandeza denominada "potencial", e é descrito como sendo o estado energético da água por unidade de peso, tendo em consequência unidades de comprimento.

O movimento da água portanto se dá por diferenças de potencial, deslocando-se de uma zona de maior potencial para outra de potencial mais baixo.

O potencial total que a água está submetida em uma determinada região, é proveniente de várias forças, ou componentes de potencial. O primeiro potencial está relacionado à energia proveniente da interação direta da água com as partículas sólidas, provocada pelas interações elétricas, retenções coesivas e capilares. Esse conjunto de forças é conhecido como potencial matricial, produzido pela matriz do solo, ou potencial de tensão da água no solo.

Devido à sua característica, o potencial matricial é fortemente influenciado pelo conteúdo de umidade presente, ou seja, um baixo conteúdo de umidade corresponde à água retida por interação elétrica e/ou coesiva, o que indica grande dificuldade para sua remoção. Quando o conteúdo de umidade é alto, a água presente pode ser retirada com facilidade já que corresponde à água das camadas mais externas retidas por tensões capilares.

Uma curva típica de potencial matricial em função do conteúdo de umidade do solo é apresentada na figura 3, para diferentes características do mesmo, também conhecida como curva característica do solo ou curva de retenção de umidade.

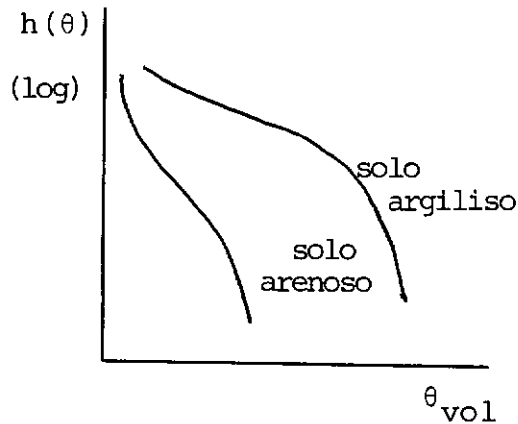


Figura 3 - Curvas de retenção de umidade no solo em função do conteúdo de umidade volumétrico.

Outra característica importante do potencial matricial é que durante o processo de umedecimento as tensões são mais fracas para atingir um determinado conteúdo de umidade do que durante a secagem, para obtenção do mesmo conteúdo de umidade. Segundo HILLEL (1970), a dependência do conteúdo de umidade de equilíbrio à condição do processo é denominada "histerese", fenômeno que resulta da diferença entre os ângulos de contato da água que avança e da água que recua, bem como da desuniformidade dos raios das porosidades capilares do solo, produzindo curvas diferentes segundo o processo que esteja ocorrendo, dificultando o equacionamento dos fluxos no sistema.

A figura 4 mostra as curvas de potencial matricial

cial para os diferentes processos, mostrando as diferenças devido ao fenômeno de histerese.

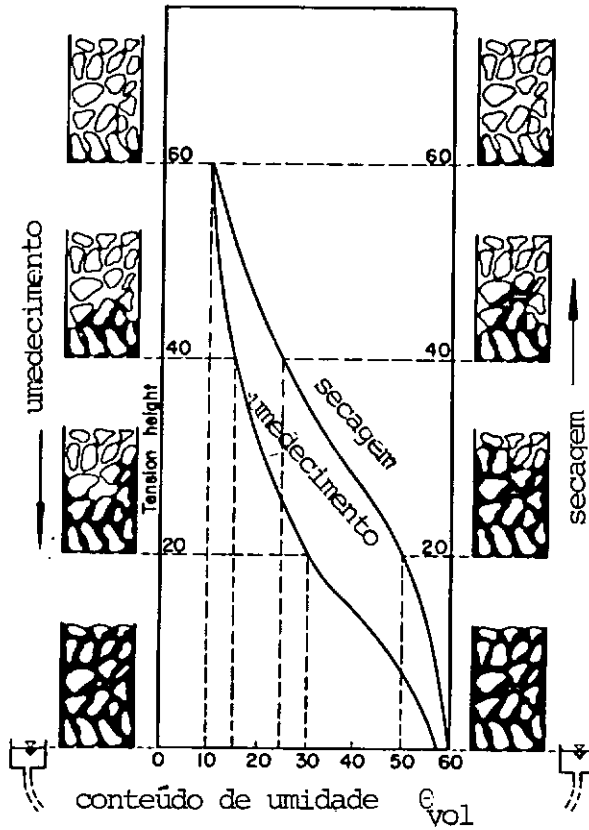


Figura 4 - Curvas de retenção de umidade para os diferentes processos de secagem e umedecimento, mostrando as diferenças por "histerese".

A água presente no solo se encontra ainda sujeita à ação das forças gravitacionais, formando a componente de potencial gravitacional, que em um solo com baixo conteúdo de umidade é superada pela componente matricial, e em um solo com

alto conteúdo de umidade poderá superar a componente matricial provocando o deslocamento descendente da água. Convém lembrar que o deslocamento descendente não é só provocado pela componente gravitacional, poderá ocorrer quando os conteúdos de umidade entre as diferentes camadas do solo forem diferentes, a ponto de buscar o equilíbrio de potenciais entre as duas camadas, mesmo que o conteúdo de umidade seja baixo e não se manifestem as interações capilares.

Outro potencial presente é o denominado potencial "osmótico", resultante da interação provocada pela dissolução dos sais, formando atrações iônicas. Para efeitos práticos, o potencial osmótico tem importância pouco significativa em relação aos potenciais descritos anteriormente.

Em linhas gerais, a água presente em um determinado solo, não saturado, está sujeita à atuação dos potenciais matricial e gravitacional, sendo desprezíveis as demais componentes. Porém se o solo se encontrar em condição de saturação, o potencial matricial é nulo, atuando somente o potencial gravitacional e um potencial denominado potencial de "pressão", atuando nos pontos que se encontram abaixo do nível de água, estando portanto submetidos ao peso da massa líquida acima destes. Para os potenciais gravitacional e de pressão, sempre será tomado um plano de referência em relação ao qual todos os pontos assumirão diferenças de potencial.

No caso do potencial gravitacional o nível do solo é o plano de referência mais conveniente, e para o potencial de pressão o nível de água do lençol freático o mais interessante.

A expressão que define o potencial total da água no solo pode ser representada por:

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g + \phi_{os} + \phi_{pr} + \dots \quad (6)$$

onde

- $\phi_t \rightarrow$ potencial total
- $\phi_m \rightarrow$ potencial matricial
- $\phi_g \rightarrow$ potencial gravitacional
- $\phi_{os} \rightarrow$ potencial osmótico
- $\phi_{pr} \rightarrow$ potencial de pressão

Para um solo não saturado, a expressão de potenciais desprezando as componentes insignificantes reduz-se a:

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g \quad (7)$$

como ϕ_m (potencial matricial) é função do conteúdo de umidade, $h(\theta)$, e o potencial gravitacional é relacionado à superfície do solo, podemos escrever:

$$\phi_t = h(\theta) - z \quad (8)$$

onde

$z \rightarrow$ é a profundidade do solo

No caso do solo saturado, a expressão de potenciais fica reduzida a:

$$\phi_t = H - z \quad (9)$$

onde

$H \rightarrow$ é a cota relativa ao nível da água do lençol freático.

II.5 - Movimento de água em um solo saturado

O estudo do movimento de água em um solo saturado se deve principalmente ao trabalho tradicional de Darcy. Estudando o deslocamento de água em uma coluna de solo, observou em condições experimentais, a dependência existente entre o fluxo de água que atravessa o meio e a diferença entre as alturas de carga d'água. Essa dependência apresentava uma certa proporcionalidade, de modo que a constante de proporcionalidade expressa uma característica típica do solo. As diferenças de carga nada mais são do que a expressão do potencial da água, logo generalizando a tradicional "lei de Darcy", vem:

$$q = - K \nabla \phi \quad (10)$$

onde

$q \rightarrow$ é o fluxo da água no solo.

$K \rightarrow$ o fator de proporcionalidade denominado "condutividade hidráulica" do solo ou "permeabilidade".

$\nabla \rightarrow$ operador diferencial.

$\phi \rightarrow$ potencial total de água no solo.

A condutividade hidráulica do solo em condição de saturação pode ser considerada constante, tornando-se portanto uma característica do solo, porém é afetada pela textura e estrutura do mesmo, visto ser seriamente dependente da porosidade, temperatura e etc..

A lei de Darcy, sendo uma lei relativa a um fenômeno de transporte, que estabelece que o ritmo de escoamento é proporcional à intensidade da força de deslocamento, é idêntica à lei de transporte linear da física clássica, à lei de Ohm para o fluxo elétrico e à lei de Fourier para o fluxo de calor.

A lei de Darcy é válida em regime de escoamento laminar. Quando o regime for turbulento, o deslocamento torna-se tumultuado, com resultantes negativas que eliminam a proporcionalidade. Porém para efeitos de estudo, ela é válida para o movimento de água no solo, onde o regime turbulento dificilmente será atingido.

Outra limitação, discutida por alguns pesquisadores, é que o fluxo é menos dependente do gradiente quando este é muito baixo. Em solos argilosos, isto pode se manifestar quando com conteúdos de umidade baixos, de modo que a água retida a tensões muito elevadas oferece esforço maior que a água facilmente removível, eliminando o aspecto de proporcionalidade.

II.6 - Movimento de água em um solo não saturado

Em se tratando de um solo em condição de não saturação, os fenômenos que regem o movimento da água são extremamente mais complexos e de maior dificuldade quantitativa. Para o estudo das relações hídricas do sistema solo-água-planta, entretanto, é de vital importância, visto que as condições normais de desenvolvimento das plantas se dão em regime de não-saturação.

O estudo rigoroso da água em meio não saturado requer técnicas mais avançadas de estudo, por isso é um capítulo de grande desenvolvimento da física do solo na atualidade.

A lei de Darcy para os solos não saturados

Se considerarmos a expressão generalizada da lei de Darcy, podemos observar que o escoamento no meio não saturado também é proporcional ao gradiente de potencial, sendo as

componentes de potencial diferentes, porém possíveis de serem quantificadas. A dificuldade se restringe ao fato de que em um solo não saturado, a condutividade hidráulica não se comporta como um valor constante, assumindo variações à medida que o conteúdo de umidade presente no solo varia. Sendo máxima com o solo saturado e diminuindo à medida que os poros vão se esvaziando.

A condutividade hidráulica do solo é portanto extremamente dependente da porosidade, recebendo influência do potencial matricial. A figura 5 apresenta a relação típica entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de umidade para solos de diferentes texturas.

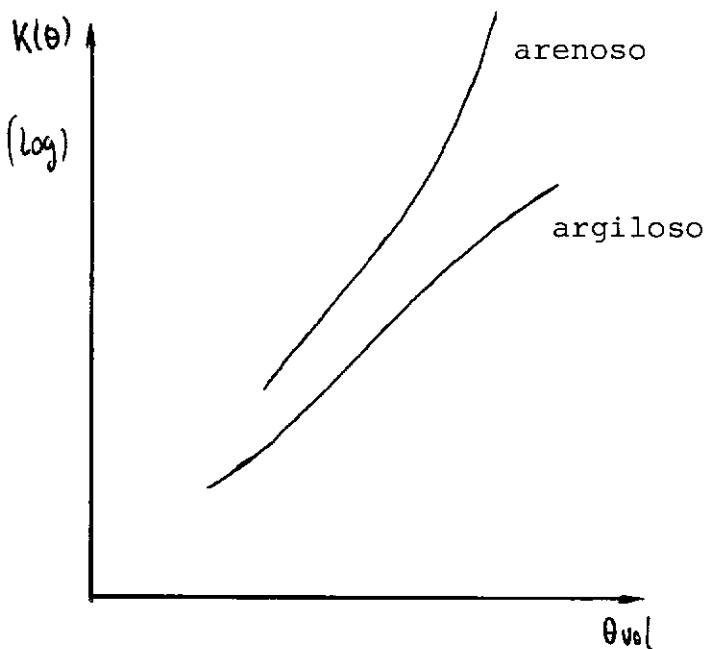


Figura 5 - Condutividade hidráulica do solo em função do conteúdo de umidade para solos de diferentes texturas.

Embora em um solo arenoso a condutividade seja alta em condição de saturação, esta se reduz abruptamente para baixos teores de umidade. Em solos argilosos, entretanto, sofre menores variações para baixos teores de umidade, devido às características matriciais da fração argilosa.

Desta forma a equação de Darcy generalizada pode ser usada para o fluxo não saturado, ficando:

$$q = - K(\theta) \nabla \phi \quad (11)$$

onde

q → é o fluxo de água no meio não saturado.

$K(\theta)$ → condutividade hidráulica do solo não saturado, função de θ (umidade volumétrica do solo).

ϕ → potencial total de água no solo.

Nessas condições, o potencial total ϕ possui duas componentes principais.

$$\phi = h(\theta) - z \quad (12)$$

em que

$h(\theta)$ → potencial matricial de água no solo função de θ .

z → coordenada vertical de profundidade - po

tencial gravitacional referenciado à superfície do solo.

Ao se considerar o movimento bidimensional de água no solo, o deslocamento vertical é predominante sobre o horizontal, logo a equação de Darcy para o fluxo vertical fica:

$$q = - K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (13)$$

Porém, como se pode observar, o movimento da água no solo não é um processo estável, e varia ao longo do tempo. Portanto, a equação de Darcy somente, não é suficiente para definir o regime de água no solo.

Aplicando a lei de conservação de massa no fluxo da água no solo, obtem-se uma equação de continuidade, significando que à medida que o fluxo varia ao longo do percurso, a umidade varia como o tempo e vice-versa, assim:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (14)$$

Se for considerado que durante o processo de desenvolvimento vegetal em um solo, o balanço de massa deverá incluir a extração de água por parte do sistema radicular, expressa por um termo subtrativo dentro de todo o balanço de massa, ficando:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (15)$$

onde

$S \rightarrow$ representa a extração radicular

Na realidade a umidade do solo é uma função da profundidade e do tempo, logo:

$$\theta = \theta(z, t) \quad (16)$$

e o termo de extração radicular função da umidade presente no solo, da profundidade e do tempo, logo:

$$S = S(\theta, z, t) \quad (17)$$

Introduzindo agora na equação de continuidade a equação de Darcy, obtem-se:

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) - S(\theta, z, t) \quad (18)$$

desmembrando o potencial total em suas componentes,

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial}{\partial z} (h(\theta) - z) \right) - S(\theta, z, t) \quad (19)$$

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - K(\theta) \right) - S(\theta, z, t) \quad (20)$$

Afim de melhor expressar a equação de escoamento com as equações de difusão, surge um novo parâmetro característico da água no solo, obtido da relação

$$K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} \quad (21)$$

por expansão

$$K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial \theta(z,t)} \quad (22)$$

ficando assim

$$K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta(z,t)} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} \quad (23)$$

onde $\frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta(z,t)}$ representa a inclinação da curva característica de água no solo.

A expressão

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta} \quad (24)$$

recebe o nome de "difusividade". Outra maneira de representar a difusividade é através da equação de fluxo. Nesta expressão, a difusividade é a razão entre o fluxo e o gradiente de conte-

ũdo de umidade do solo, daí:

$$q = - D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (25)$$

Introduzindo-se a difusividade na equação de continuidade, vem:

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} - K(\theta) \right) - S(\theta, z, t) \quad (26)$$

desenvolvendo a equação obtem-se:

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(\theta, z, t) \quad (27)$$

desmembrando e resumindo a equação 27 fica:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial D(\theta)}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} + D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(\theta, z, t) \quad (28)$$

Analizando a equação de continuidade, equação 28, observa-se que esta envolve os parâmetros característicos do solo, ou seja, a condutividade hidráulica, a difusividade, os gradientes de umidade e um termo adicional que se refere à extração de água por parte do sistema radicular, que deverá ser discutido.

II.7 - Extração de água pelas plantas

A quantidade de água retirada do solo pelas plantas é extremamente elevada em relação às suas necessidades fisiológicas. De um modo geral as plantas perdem para a atmosfera, através da transpiração, mais de 90 % da água extraída do solo.

A transpiração é causada pelo baixo potencial de água existente na atmosfera, e devido ao fato de que as plantas necessitam estar em contato direto com a atmosfera para execução das trocas gasosas, vitais aos processos respiratório e fotossintético. A transpiração portanto não é um processo vital para as plantas, pois estas se desenvolvem satisfatoriamente em atmosfera saturada. /

O mecanismo de extração de água pelas plantas é extremamente complexo. A atmosfera em contato com as folhas, através das aberturas estomáticas, impõe um baixo potencial de água que se reflete por toda a estrutura celular das folhas, que em contato com o sistema condutor de água, xilema, transmite o baixo potencial por toda a estrutura, o qual se desenvolve até o contato com os tecidos do sistema radicular. As células da epiderme radicular em contato com o solo, através de suas paredes e projeções radiculares, pelos radiculares, impõem às partículas do solo os reflexos do baixo potencial da atmosfera, que buscando o equilíbrio, retira a água envolvente

das partículas do solo, desde que o potencial da água no solo seja maior que o manifestado pela superfície radicular.

A figura 6 esquematiza as estruturas através das quais a água é extraída pela planta e perdida na transpiração, indo para a atmosfera.

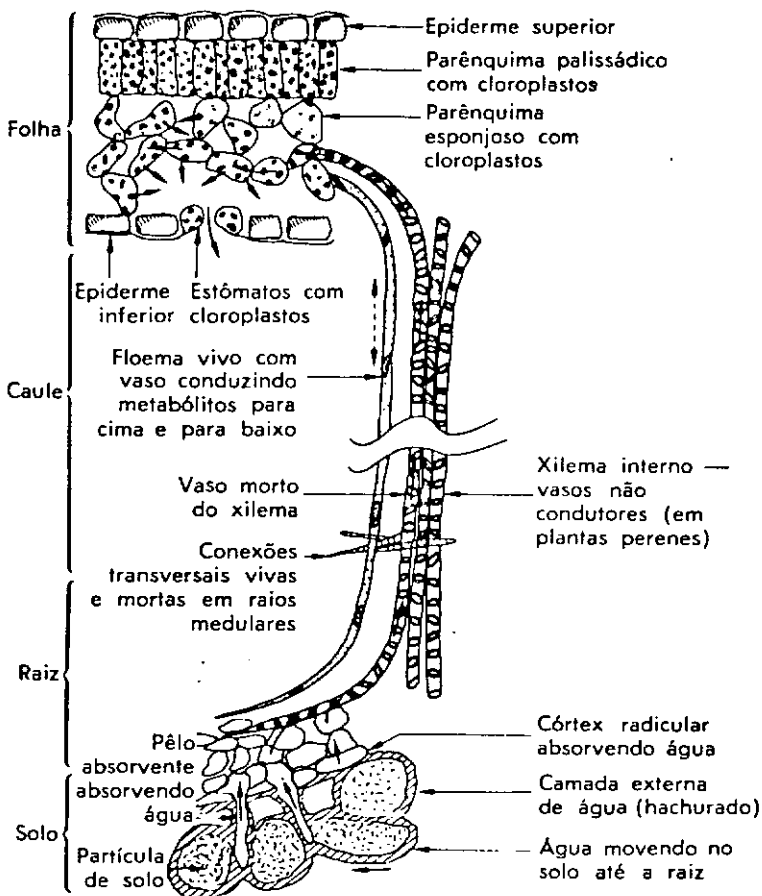


Figura 6 - Representação esquemática do sistema vascular da planta. Winter (1976).

Em virtude da influência de diversos fatores no processo de extração da água do solo pelas plantas, uma análise quantitativa eficiente é extremamente difícil de ser rea

lizada.

Primeiro a demanda evaporativa da atmosfera é extremamente variável, influenciada pela temperatura ambiente , radiação solar incidente e deslocamento de massas de ar, de modo que a umidade relativa que envolve a superfície transpiratória está sujeita a condições de potencial hídrico extremamente variável.

Outro fator que dita a capacidade de extração de água, é a eficiência do sistema radicular. Essa eficiência se manifesta pela extensão do sistema em profundidade, e pelos teores de água presentes a níveis que atendam às necessidades da planta, assim como pela densidade do sistema radicular manifestando-se por uma maior superfície de contato que contribui com maior eficiência de utilização da água por camada de solo.

Embora as plantas apresentem características genéticas que induzem o crescimento em profundidade e densidade, ambas as características do sistema estão sujeitas à influência de fatores externos ambientais ao longo da fase de crescimento da planta. Esses fatores estão ligados basicamente à característica do solo, como barreiras mecânicas ao crescimento e períodos de extremos hídricos no solo, tanto de saturação que venha a prejudicar a aeração do solo, como de períodos secos, provocando a busca por regiões mais úmidas.

E, por último, a taxa com que a planta retira água do solo, embora seja influenciada pelas condições externas, só se processa proporcionalmente à disponibilidade de água no solo, capaz de atender às exigências.

Além da diferença de potencial hídrico entre a atmosfera e o solo, transmitido pelo vegetal, ocasionando o mecanismo de extração de água, há que considerar a diferença de potencial osmótico entre a solução celular e a solução do solo, impulsionando a água por um processo osmótico para as células radiculares.

A região do solo em contato com o sistema radicular, com menor potencial, recebe água das partes mais distantes em que o potencial é maior, somando-se por toda a área de atuação do sistema radicular.

Como já foi discutido, a complexidade do sistema que envolve o processo de extração de água do solo pelas plantas, torna as abordagens matemáticas difíceis.

Utilizando analogia à lei Ohm para resistências elétricas na passagem de corrente por uma série de resistores, Van Den HONERT (1948) representou o fluxo de transpiração como um processo em "catenária", cujos extremos podem ser conhecidos. HILLEL et alii (1976) usando a representação proposta por Van den Honert, escreveram o fluxo como:

$$q = - \frac{\Delta\phi}{R} \quad (29)$$

onde

q → é o fluxo proporcional à diferença de potencial $\Delta\phi$ e inversamente proporcional à resistência R .

Nessas condições, se for desprezada, no intervalo de tempo reduzido, a parcela de água consumida pela planta nas suas reações vitais, FEDDES e RIJTEMA (1972) representaram

$$\begin{aligned} q &= - \frac{\Delta\phi_{\text{total}}}{R_{\text{total}}} = - \frac{\phi_{\text{sup. das raízes}} - \phi_{\text{solo}}}{R_{\text{solo}}} = \\ &= - \frac{\phi_{\text{folha}} - \phi_{\text{sup. das raízes}}}{R_{\text{planta}}} = - \frac{\phi_{\text{folha}} - \phi_{\text{solo}}}{R_{\text{solo}} + R_{\text{planta}}} \end{aligned} \quad (30)$$

Segundo esse desmembramento, o fluxo de água perdido pelas folhas permite conhecer o fluxo de água extraído do solo pelas raízes. Porém, o potencial nos diversos pontos do sistema é de difícil determinação, além do fato de que as resistências das folhas, caracterizada basicamente pelas células estomáticas, é variável ao longo do tempo, devido, principalmente ao mecanismo de auto-defesa das plantas contra as perdas de água por transpiração, segundo a variação da abertura dos estômatos.

Muito tem sido feito para caracterizar a extração de água por parte do sistema radicular, porém muito ainda há que se fazer, tanto no entendimento dos mecanismos que envolvem o sistema como, principalmente, na quantificação desse fenômeno.

As representações quantitativas desenvolvidas, basicamente se agrupam em duas linhas de atuação, apresentadas e discutidas por AFSHAR e MARINO (1978) e HILLEL et alii (1976). Para a primeira, o termo "microscópico" é utilizado, onde uma única raiz é considerada para representar a extração como sendo um longo cilindro de raio constante, PHILIP (1957), GARDNER (1960), COWAN (1965), MOLZ et alii (1968) e outros.

Nessa análise, a equação de escoamento da água no solo é transformada para coordenadas cilíndricas e resolvida para a distribuição de potenciais, conteúdo de umidade e fluxo para a superfície das raízes ao longo de uma distância "r" do centro da raiz, assim, HILLEL et alii (1975) representam:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) \quad (31)$$

ou, aplicando a difusividade:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial r} \right) \quad (32)$$

MOLZ et alii (1968), discutindo a utilização do fluxo radial, comentam que este não é aplicável às situações reais em campo, pois não considera o movimento de umidade vertical. Porém, para analisar uma série de interações do fenômeno, ainda não suficientemente entendidas, tem alguma utilidade.

Discutindo os aspectos de utilização dos modelos de extração radicular, MOLZ e REMSON (1970), relatam que um problema sério nos estudos microscópicos é a determinação correta das condições de contorno para uma superfície radicular específica. Os autores já utilizaram a condição de fluxo constante, GARDNER (1960) ou a condição de potencial constante vista por MOLZ et alii (1968). Além disso, a dificuldade de estabelecer uma geometria para o sistema e a análise em duas ou três dimensões, torna essa linha de difícil aplicação. Uma alternativa utilizada para compor o sistema solo-planta é estudar uma única raiz "típica" e multiplicar o resultado por uma densidade média de raízes, obtendo a generalização, GARDNER (1960), COWAN (1965).

A outra linha de atuação considera o sistema radicular como um todo, em que a água é extraída pelas raízes de modo uniforme em cada profundidade. Nessas condições, além da facilidade de estabelecimento das condições de contorno, o sistema é resolvido em uma única dimensão.

Dentro desta abordagem, GARDNER (1964) através de

um experimento de laboratório, onde as condições eram de escoamento contínuo, estabeleceu uma solução para a equação de movimento de água no solo.

MOLZ e REMSON (1970) descreveram um modelo matemático em que o termo de extração radicular é função da difusividade de água no solo, da taxa de transpiração e da densidade efetiva do sistema radicular.

Com a preocupação de aplicar os modelos às condições de campo, NIMAH e HANKS (1973a e b) desenvolveram e testaram um modelo de extração baseado na resistência do solo ao escoamento, e na distribuição do sistema radicular. FEDDES et alii (1974) testaram o modelo de Nimah e Hanks, incluindo modificações na previsão do fluxo potencial de evapotranspiração em função das condições atmosféricas. FEDDES et alii (1976) visando simplificar um modelo de extração para que não tenha influência do sistema radicular, baseado nas características do sistema em termos de potenciais e da taxa de transpiração, estabeleceram um modelo dependente somente do conteúdo de umidade no solo, que comparando ao modelo de FEDDES et alii (1974), utilizado anteriormente, apresentou melhores resultados.

AFSHAR e MARINO (1978) testaram o modelo de MOLZ e REMSON (1970) estabelecendo uma metodologia de cálculo para o fluxo na superfície do solo, comparando os resultados com outros modelos. BELMANS et alii (1979) testaram um modelo base-

ado em analogia elétrica, procurando representar a resistência do solo como inversamente proporcional à condutividade hidráulica e a densidade de raízes; a resistência das raízes como a razão entre a resistência do córtex e a densidade das raízes. Comparando os resultados com o modelo de MOLZ e REMSON (1970), obtiveram resultados semelhantes.

Na situação atual, a preferência por um ou outro modelo não pode ainda ser feita, visto os resultados obtidos para os ajustes de simulação, serem na maior parte aceitáveis, sem diferenças que favoreçam um ou outro. A escolha pode ser feita visando maior operacionalidade do modelo.

CAPITULO III

SOLUÇÕES PARA O MOVIMENTO DE ÁGUA NO SOLO NÃO SATURADO

III.1 - Considerações gerais

A solução do problema de movimento de água no solo permite definir claramente o processo de infiltração, assim como as variações do armazenamento da água no solo, importantes para o desenvolvimento vegetal.

Analizando a equação de continuidade modificada e equação (28), verifica-se que esta é uma diferencial de forma parabólica, visto que o conteúdo de umidade θ , é resolvido em função das características de condutividade e difusividade do solo, ambas dependentes desse conteúdo de umidade. Dessa forma a solução analítica da equação de continuidade não é direta.

A dificuldade de solução dessa equação para o mo-

vimento de água no solo, vem provocando a busca de alternativas de solução, constituindo esta a maior linha de pesquisa na física do solo atualmente.

Para a interpretação do fenômeno de infiltração, vários pesquisadores têm recorrido a simplificações que possam gerar soluções, de modo a que o fenômeno possa ser interpretado matematicamente.

O estudo do solo descoberto, eliminando as perdas de água por transpiração, constitui uma simplificação muito utilizada para a análise da infiltração de água no solo.

Mesmo sem a influência do sistema radicular, a equação de continuidade para o escoamento vertical continua de forma parabólica, sem solução direta. Devido à isso, o estudo da infiltração horizontal tem recebido atenção, pois nessa condição, a equação de continuidade não apresenta a componente gravitacional, expressa pelo gradiente de condutividade hidráulica.

Logo, para o fluxo horizontal, vem:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (33)$$

onde

$x \rightarrow$ é a direção horizontal em relação à fonte de

umedecimento.

Segundo KIRKHAM e POWERS (1972) a introdução dessa equação na física do solo se deve a Childs e Collins-George (1948).

Analisando o movimento de água em uma coluna horizontal de solo como um movimento "browniano", LAROUSSI e DE BAKER (1975), utilizando a teoria de processos "markovianos", chegaram a uma equação diferencial da forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - m(x,t) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{1}{2} \sigma^2(x,t) \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad (34)$$

em que

$m(x,t)$ → representa o deslocamento médio obtido com a velocidade de difusão, e
 $\sigma^2(x,t)$ → representa a velocidade com que as partículas se difundem no meio.

Identificando-se dessa forma com a teoria de difusão, em que:

$$D(\theta) = \frac{1}{2} \sigma^2(x,t) \quad (35)$$

e

$$\frac{\partial D(\theta)}{\partial x} = - m(x,t) \quad (36)$$

BHATTACHARYA et alii (1976), analisando de forma mais rigorosa o processo de Markov envolvido, chegaram a uma diferencial parabólica da mesma forma que a equação de difusão considerando um meio heterogêneo, assim:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial^2}{\partial z^2} \{ D_s(\theta_0, t, z) \theta(t, z) \} - \frac{\partial}{\partial z} \{ a(\theta_0, t, z) \theta(t, z) \} \quad (37)$$

dependendo da umidade inicial θ_0 , da posição e do tempo, sendo que ao considerar o meio como homogêneo, a teoria de um processo markoviano se resume na equação de continuidade como um processo difusivo, adotado correntemente.

Ashcroft et alii (1962), segundo KIRKHAM e POWERS (1972), relacionam tres procedimentos gerais para resolver a equação (33):

1 - Considerar o fluxo permanente no tempo, o que acarreta a eliminação do primeiro membro da equação, assim:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = 0 \quad (38)$$

Esse procedimento torna fácil a análise do fenômeno em laboratório, e a validação da equação.

2 - Assumir que a difusividade é uma constante, de tal modo que a diferencial se resume em:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad (39)$$

que é a conhecida "equação de difusão", utilizada para representar o fluxo de calor, cuja solução é conhecida e discutida por esses autores.

3 - Considerar a difusividade como função única do conteúdo de umidade, sem levar em consideração o efeito de histerese. Esta alternativa é a mais utilizada atualmente, embora acarrete maior dificuldade para sua solução do que as anteriores.

Nessas condições, o processo de escoamento da água no solo é considerado separadamente, estudando-se a infiltração, sem o efeito evaporativo, e o estudo da evaporação sem considerar o escoamento em profundidade. A primeira tentativa para resolver o problema dessa forma se deve a KLUTE (1952).

Em realidade, as simplificações foram introduzidas pela dificuldade em se obter soluções mais precisas, o que hoje pode ser resolvido com os recursos computacionais.

Basicamente se destacam duas linhas de ataque à solução de escoamento de água no solo; a primeira, complementando os trabalhos de PHILIP (1969), discutidos à seguir, e a segunda através do uso de esquemas numéricos de diferenças fi-

nitás.

III.2 - Solução de Philip para infiltração

PHILIP (1957) desenvolveu uma "teoria de infiltração" resolvendo as equações de infiltração, utilizando o artifício da transformada de Boltzmann (BOLTZMANN, 1894; CRANK, 1956 p 198).

Analizando a equação (33), transcrita abaixo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (40)$$

sujeita às condições iniciais e de contorno:

$$\theta(x, t) = \theta_i \quad \text{para } x > 0 ; t = 0 \quad (40a)$$

perfil inicial de umidade homogêneo, e

$$\theta(x, t) = \theta_s \quad \text{para } x = 0 ; t > 0 \quad (40b)$$

condição de saturação na extremidade inicial do tubo. O conteúdo de umidade θ , pode ser escrito como uma função de um λ qualquer, ficando:

$$\theta = f(\lambda) \quad (41)$$

em que λ é função de x e de t , definido por:

$$\lambda = x t^{-1/2} \quad (42)$$

denominada "transformada de Boltzmann", em que:

$x \rightarrow$ é a distância da frente de umedecimento à extremidade inicial.

$t \rightarrow$ é o tempo à partir do início do escoamento.

Considerando-se como uma infiltração horizontal com perfil de umidade inicial uniforme e uma fonte de umedecimento em uma das extremidades, desenvolvendo em diferenciais compostas, vem:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d \theta}{d \lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial t} \quad (43)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{d \theta}{d \lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (44)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ D \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \right\} = \frac{d \left\{ D \frac{d \theta}{d \lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \right\}}{d \lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (45)$$

onde θ é função de um único valor de λ ($\theta = f(\lambda)$).

Como $\lambda(\theta) = x t^{-1/2}$, vem:

$$\frac{\partial \lambda}{\partial x} = t^{-1/2} \quad (46)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \lambda}{\partial t} &= -\frac{1}{2} x t^{-3/2} = -\frac{1}{2} x t^{-1/2} t^{-1} = \\ &= -\frac{1}{2} \frac{\lambda}{t} \end{aligned} \quad (47)$$

Substituindo (47) em (43) e depois substituindo , juntamente com (46) em (45) e integrando ao longo do perfil, vem:

$$\int_{\theta_0}^{\theta_n} \lambda d\theta = -2D \frac{d\theta}{d\lambda} \quad (48)$$

de (46) vem:

$$d\lambda = t^{-1/2} dx \quad (49)$$

logo:

$$\int_{\theta_0}^{\theta_n} \lambda d\theta = -2D \frac{d\theta}{t^{-1/2} dx} \quad (50)$$

em que $\theta(x)$ é o perfil de infiltração para um dado tempo t , obtendo-se assim os segmentos da curva $\lambda(\theta)$.

Para solução da infiltração vertical, sem considerar a vegetação, da equação (27)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial x} \quad (51)$$

onde \underline{x} é a direção positiva em profundidade.

Philip explicitou esta equação em relação a uma nova variável \underline{x}' , onde:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x'} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x'} \right) \quad (52)$$

assim a solução pode ser obtida por analogia ao fluxo horizontal.

$$x = x' + y \quad (53)$$

em que y é o erro cometido na simplificação em não considerar o termo gravitacional. Desenvolvendo da mesma forma, vem:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \theta} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x'} \frac{\partial y}{\partial x} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta} \quad (54)$$

que não tem solução direta, porém por simplificação, em relação a y' , como sendo:

$$y = y' + z \quad (55)$$

e assim sucessivamente, de modo que:

$$x = x' + y' + z' + w' + \epsilon \quad (56)$$

onde

$$x' = \{ \lambda(\theta) \} t^{1/2} \quad (56-1)$$

$$y' = \{ \chi(\theta) \} t \quad (56-2)$$

$$z' = \{ \psi(\theta) \} t^{3/2} \quad (56-3)$$

$$\omega' = \{ \Psi(\theta) \} t^2 \quad (56-4)$$

generalizando:

$$x = \lambda(\theta) t^{1/2} + \chi(\theta) t^{2/2} + \psi(\theta) t^{3/2} + \Psi(\theta) t^{4/2} + \varepsilon \quad (57)$$

que é uma série de potencias, onde ε é o termo de correção.

Para efeitos práticos, a série converge para os dois primeiros termos, assim:

$$x = \lambda(\theta) t^{1/2} + \chi(\theta) t \quad (58)$$

em que $\lambda(\theta)$ pode ser obtido experimentalmente para o fluxo horizontal e $\chi(\theta)$ para o escoamento vertical tomando-se os perfis $x(t)_\theta$ e os valores de $\lambda(\theta)$.

Em complementação ao trabalho de Philip, vários pesquisadores vêm trabalhando, principalmente na melhoria das soluções matemáticas para determinação dos parâmetros. Por se

tratar de um processo de infiltração puro, a teoria de infiltração de Philip não se presta bem para a simulação do regime de umidade do solo em condições de campo.

III.3 - Soluções numéricas

As soluções numéricas para as equações diferenciais consistem na aproximação dessas equações por diferenças finitas.

Aproximando as equações expressando os gradientes por diferenças finitas, as soluções são obtidas começando por condições iniciais conhecidas e condições de contorno apropriadas, também conhecidas.

O perfil de umidade do solo é fracionado em intervalos de profundidade Δz e frações de tempo Δt . Assim a figura 7 representa esquematicamente a malha de diferenças finitas onde o subscrito "i" representa o intervalo de profundidade e o subscrito "j" o intervalo de tempo a partir do início da solução.

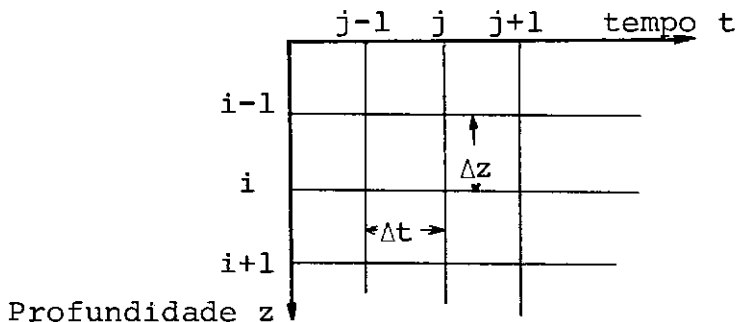


Figura 7 - Esquema de diferenças finitas para o solo.

Um modelo de diferenças finitas "converge", quando a solução obtida pela aproximação está mais perto do valor real. Esta convergência se dá tanto melhor quanto menores forem os incrementos.

Os modelos podem ser obtidos por métodos explícitos ou implícitos. A diferença entre eles é que nos métodos explícitos cada valor não conhecido é obtido sequencialmente em função dos valores anteriores conhecidos, enquanto que nos métodos implícitos os valores não conhecidos são obtidos simultaneamente em função dos valores conhecidos, através de álgebra de matrizes.

Embora os métodos explícitos sejam mais simples e mais fáceis de resolver, apresentam muitas restrições com relação ao tamanho e intervalo de tempo da malha adotada, acarretando, em consequência, problemas de estabilidade.

Os métodos implícitos têm solução mais trabalhosa pelo uso de álgebra matricial, entretanto, não apresentam problemas de estabilidade. Envolvem a solução de um sistema de equações lineares; aproximadamente uma equação para cada nó na malha adotada. Em consequência, os métodos implícitos têm sido os mais utilizados para solução do movimento de água em um meio não saturado.

HANKS e BOWERS (1962) utilizando a equação de con

tinuidade na forma não difusiva, onde $H = h + g$ (potencial total):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (59)$$

aplicando as aproximações , vem:

$$\begin{aligned} \frac{\theta_j^{i+1} - \theta_j^i}{\Delta t} = & \frac{K(\theta_{j+1}^{i+1/2}) \frac{H_{j+1}^i - H_j^i}{\Delta z} - K(\theta_{j-1}^{i+1/2}) \frac{H_j^i - H_{j-1}^i}{\Delta z}}{2\Delta z} + \\ & + \frac{K(\theta_{j+1}^{i+1/2}) \frac{H_{j+1}^{i+1} - H_j^{i+1}}{\Delta z} - K(\theta_{j-1}^{i+1/2}) \frac{H_j^{i+1} - H_{j-1}^{i+1}}{\Delta z}}{2\Delta z} \quad (60) \end{aligned}$$

Substituindo o potencial total pelas componentes e separando em função da condutividade, vem:

$$\begin{aligned} \frac{\theta_j^{i+1} - \theta_j^i}{\Delta t} = & \frac{(h_{j-1}^i + h_{j-1}^{i+1} + 2z - h_j^i + h_j^{i+1}) K(\theta_{j-1}^{i+1/2})}{2(\Delta z)^2} - \\ & - \frac{(h_j^i + h_j^{i+1} + 2z - h_{j+1}^i - h_{j+1}^{i+1}) K(\theta_{j+1}^{i+1/2})}{2(\Delta z)^2} \quad (61) \end{aligned}$$

Como h é função única de θ , e considerando θ como função única de h , HANKS e BOWERS (1962) apresentaram por diferenciais compostas:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \frac{\partial h}{\partial h} \quad (62)$$

que em termos finitos fica:

$$\frac{\theta_j^{i+1} - \theta_j^i}{\Delta t} = \frac{(h_j^{i+1} - h_j^i) C_j^{i+1/2}}{\Delta t} \quad (63)$$

onde:

$$C_j^{i+1/2} = \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} \right)_j^{i+1/2} \quad (64)$$

logo:

$$\begin{aligned} \frac{h_j^{i+1} - h_j^i}{\Delta t} = & \frac{(h_{j-1}^i + h_{j-1}^{i+1} + 2\Delta z - h_j^i - h_j^{i+1}) K(\theta_{j-1}^{i+1/2})}{2(\Delta z)^2 C_j^{i+1/2}} - \\ & - \frac{(h_j^i + h_j^{i+1} + 2\Delta z - h_{j+1}^i - h_{j+1}^{i+1}) K(\theta_{j+1}^{i+1/2})}{2(\Delta z)^2 C_j^{i+1/2}} \end{aligned} \quad (65)$$

sujeita às condições :

$$h_j^i = h_j^0 \quad \text{para } z > 0, t = 0 \text{ - condição inicial}$$

$$h_j^i = h_0^i \quad \text{para } z = 0, t > 0 \text{ - condição superficial para todo o tempo (condição de contorno)}$$

Os resultados obtidos com a utilização desse esquema foram satisfatórios quando comparados com a solução de Philip.

NIMAH e HANKS (1973a) utilizaram a aproximação de Hanks e Bowers, introduzindo um termo de extração de água pelas plantas e incrementos de profundidade não uniformes. As condições de superfície foram estimadas pelo fluxo de água de evaporação ou infiltração.

MOLZ e REMSON (1970) analisando os termos de extração de água por parte do sistema radicular, utilizaram o método proposto por DOUGLAS e JONES (1963) para solução de equações diferenciais não lineares de forma parabólica, que consiste na separação da solução em duas equações denominadas pelos autores "predictor-corrector". As equações utilizam expressões padrão para a primeira e segunda, derivadas da equação de continuidade na forma difusiva.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial D(\theta)}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} + D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(\theta, z, t) \quad (66)$$

explicitando em relação à diferencial de segunda ordem, vem:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{1}{D(\theta)} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial D(\theta)}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + S(\theta, z, t) \right) \quad (67)$$

desenvolvendo em diferenças finitas, fica:

$$\frac{\partial^2 \theta_{i,j}}{\partial z_i} = \frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \quad (68)$$

$$\frac{\partial^2 \theta_{i,j}}{\partial z_i^2} = \frac{\theta_{i-1,j} - 2\theta_{i,j} + \theta_{i+1,j}}{(\Delta z)^2} \quad (69)$$

assim as equações ficam:

"Predictor"

$$\begin{aligned} \frac{\theta_{i+1,j+1/2} - 2\theta_{i,j+1/2} + \theta_{i-1,j+1/2}}{(\Delta z)^2} &= \frac{1}{D_{i,j}} \left(\frac{\theta_{i,j+1/2} - \theta_{i,j}}{\Delta t/2} \right) \\ &- \frac{D'_{i,j}}{D_{i,j}} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \right) + \frac{K'_{i,j}}{D_{i,j}} + S_{i,j} \end{aligned} \quad (70)$$

"Corrector"

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \left(\frac{\theta_{i-1,j+1} - 2\theta_{i,j+1} + \theta_{i+1,j+1}}{(\Delta z)^2} + \frac{\theta_{i-1,j} - 2\theta_{i,j} + \theta_{i+1,j}}{(\Delta z)^2} \right) &= \\ = \frac{1}{D_{i,j+1/2}} \left(\frac{\theta_{i,j+1} - \theta_{i,j}}{\Delta t} \right) - \frac{D'_{i,j+1/2}}{D_{i,j+1/2}} \left(\frac{\theta_{i+1,j+1/2} - \theta_{i-1,j+1/2}}{2\Delta z} \right) \\ + \frac{K'_{i,j+1/2}}{D_{i,j+1/2}} + S_{i,j} \end{aligned} \quad (71)$$

AFSHAR e MARINO (1978) aplicaram o mesmo método testando o termo de extração de MOLZ e REMSON (1970) com outros.

Vários outros métodos podem ser citados para solução do problema em termos finitos, quaisquer que sejam eles apresentam a vantagem de formar um sistema de equações lineares que podem ser explicitadas de um modo geral na forma:

$$A \theta_{i-1,j+1} - B_{i,j} \theta_{i,j+1} + A \theta_{i+1,j+1} = H_{i,j}$$

(72)

formando um sistema de matriz tridiagonal da forma

$$\begin{vmatrix} -B_1 & A & & & \\ A & -B_2 & A & & \\ & \cdot & & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & A & -B_n \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \theta_1 \\ \theta_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \theta_n \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} H_{1,j} - A \theta_0 \\ H_{2,j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ H_{n,j} - A \theta_{n+1} \end{vmatrix}$$

sendo condições de contorno θ_0 e θ_{n+1} .

Um sistema de matriz tridiagonal é um sistema da forma:

$$L X = H \quad (73)$$

onde:

$L \rightarrow$ é a matriz de coeficientes tridiagonal

$X \rightarrow$ é o vetor solução

$H \rightarrow$ é o vetor igualdade

A solução do sistema é bastante simples e se resume em explicitar a matriz coeficiente em duas matrizes características da seguinte forma:

$$\begin{vmatrix} B_1 & A & & & \\ A & B_2 & A & & \\ & \cdot & & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & A & B_k \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \alpha_1 & A & & & \\ & \alpha_2 & A & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & \alpha_k \end{vmatrix} \begin{vmatrix} 1 & & & & \\ & \beta_2 & 1 & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & \beta_k & 1 \end{vmatrix}$$

assim:

$$L = M N \quad (74)$$

onde:

$$\alpha_k = B_k \quad (75-1)$$

$$\beta_i = \frac{A}{\alpha_i} \quad (75-2)$$

$$\alpha_i = B_i - A \beta_{i+1} \quad (75-3)$$

ou:

$$\alpha_k = B_k \quad (76)$$

$$\alpha_i = B_i - \frac{A}{\alpha_{i+1}} \quad (77)$$

logo a matriz N fica:

$$N = \begin{vmatrix} 1 & & & & \\ & A/\alpha_2 & 1 & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & \cdot \\ & & & & & A/\alpha_k & 1 \end{vmatrix}$$

O sistema de matriz fica agora da seguinte forma:

$$M N X = H \quad (78)$$

igualando a expressão matricial $N X$ a um vetor intermediário Y , fica:

$$N X = Y \quad (79)$$

e o sistema se resume a:

$$M Y = H \quad (80)$$

onde o vetor intermediário Y pode ser obtido por:

$$\begin{vmatrix} \alpha_1 & A & & & \\ & \alpha_2 & A & & \\ & & \cdot & & \\ & & & \cdot & \\ & & & & \alpha_k \end{vmatrix} \begin{vmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_k \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} H_1 \\ H_2 \\ \vdots \\ H_k \end{vmatrix}$$

sendo:

$$y_k = \frac{H_k}{\alpha_k} \quad (81)$$

$$y_i = \frac{H_i - A y_{i+1}}{\alpha_i} \quad (82)$$

Dispondo do vetor Y , o vetor solução X pode ser obtido por:

$$\begin{vmatrix} 1 & & & & \\ A/\alpha_2 & 1 & & & \\ & \ddots & \ddots & & \\ & & A/\alpha_k & 1 & \end{vmatrix} \begin{vmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_k \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_k \end{vmatrix}$$

em que

$$x_1 = y_1 \quad (83)$$

$$x_i = y_i - \frac{A x_{i-1}}{\alpha_i} \quad (84)$$

O esquema de matriz tridiagonal embora envolva álgebra matricial, é extremamente fácil de ser resolvido quando se utiliza o artifício analisado, e simples de ser programado em computador.

CAPITULO IV

VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS DO SISTEMA SOLO-ÁGUA-PLANTA

IV.1 - Discussão geral

Os parâmetros envolvidos no sistema solo-água-planta manifestam grande variabilidade, de modo que o estudo de um dos componentes do sistema sofre grandes influências das variabilidades apresentadas pelos demais componentes.

Ao se considerar a água no solo, verifica-se o fato de esta se encontrar influenciada pelas condições climáticas gerando o fenômeno de evapotranspiração. Os déficits atmosféricos de umidade estão relacionados à temperatura e umidade relativa do ar, porém, a remoção das camadas de ar próximas à superfície do terreno, alterando as condições de umidade, associada às diferenças topográficas e diferenças na cobertura vegetal, tornam a influência climática extremamente

aleatória.

As condições pluviométricas apresentam também um caráter aleatório, variando no tempo e ainda no espaço.

O processo de infiltração na superfície do solo, associado às condições de umidade, compactação e cobertura vegetal, também se caracteriza por uma variabilidade inerente às características do solo e cobertura vegetal; esta, variável por condições genéticas, de fertilidade do solo e desenvolvimento radicular.

Devido ao processo de formação dos solos, estes apresentam características fracionadas ao longo do perfil, que ocasiona diferentes propriedades, acarretando diferentes regimes de retenção e condutividade, o que se manifesta ainda ao longo da área, visto que os processos de formação são influenciados também pela topografia do terreno e formações geológicas.

Em suma, devido às características de variabilidade espacial dos diversos fatores envolvidos, um tratamento analítico rigoroso sobre a variabilidade da água no solo não é possível.

No intuito de melhorar os conhecimentos à respeito do sistema e sua simulação, as diversas componentes têm

sido estudadas separadamente. Assim, as variabilidades de clima e precipitação, têm sido alvo de estudos da Meteorologia e Hidrologia. Um importante trabalho que deu início, dentro da Física do solo, ao estudo da variabilidade dos parâmetros físico-hídricos, foi desenvolvido por NIELSEN et alii (1973), que em condições de campo, para uma área de 150 hectares, determinaram em 20 pontos diferentes a condutividade hidráulica do solo saturado, mantendo fixas as condições de potencial de água no solo. Os dados obtidos foram utilizados para testes de ajuste a distribuições de probabilidades, sendo aceita a distribuição log-normal como representativa do fenômeno.

MACHADO (1975) discutindo o uso de modelos de simulação no processo hidrológico, analisa o aspecto de otimização de parâmetros que apresentem significado físico no processo. O autor propõe um critério para definição da sensibilidade do modelo aos diferentes parâmetros, denominado "variância inerente ao modelo".

Admite o autor, certas hipóteses; quais sejam:

1) Um fenômeno Q_j^i simulado por um modelo, tal que:

$$Q_j = T \{ i_j, x_1, x_2, \dots, x_n \} \quad (85)$$

onde

i_j → representa os dados de entrada durante o intervalo "j".

$X_i \rightarrow$ parâmetros do modelo.

$T \rightarrow$ estrutura geral do modelo.

2) Os parâmetros X_i , $i = 1, 2, \dots, n$ são variáveis aleatórias independentes entre si.

3) Q_j tem média e variância finitas.

4) Q_j é diferenciável em $X_i = \mu_i$, onde μ_i representa o valor médio de X_i .

A técnica consiste em se expandir a função Q_j em uma "série de Taylor" em torno do ponto μ_i , simplificando e tomando os valores esperados, a variância aproximada do modelo, desprezando-se os termos não significativos é:

$$\text{Var}\{Q_j\} = \sum_{i=1}^n \sigma_i^2 \left(\frac{\partial T}{\partial \mu_i} \right)^2 \quad (86)$$

em que

$\sigma_i^2 \rightarrow$ é a variância amostral de cada parâmetro

Logo a proporção da variância inerente ao modelo explicada pela variância de cada parâmetro é:

$$R_i = \frac{\sigma_i^2 \left(\frac{\partial T}{\partial \mu_i} \right)^2}{\text{Var}\{Q_j\}} \quad (87)$$

onde

R_i → obtido para cada X_i mostra a influência percentual de cada parâmetro, detectando-se com assim os parâmetros que sejam mais sensíveis.

Machado testou o método para um modelo de infiltração superficial analisando a sensibilidade de cada parâmetro. Pode-se dessa forma obter um erro de simulação em que depende do grau de confiabilidade desejado, assim:

$$Q_j \pm a \sqrt{\text{Var}\{Q_j\}} \quad (88)$$

As distribuições de probabilidades de Q_j para diferentes variabilidades dos parâmetros de um modelo de descarga em uma bacia hidrográfica foram também obtidas utilizando-se esse critério.

CASSEL e BAUER (1975) determinaram em tres diferentes solos, a diversas profundidades, a densidade aparente e o conteúdo de umidade à tensão de 15 atmosferas (que representa a tensão crítica de umidade para a maioria das plantas), detectando grande variabilidade no conteúdo de umidade à essa tensão, onde os coeficientes de variação (CV) se apresentaram, de um modo geral, variando de 14% a 45%, enquanto que para a densidade aparente estes se apresentaram variando de 6% a 9% .

Ainda nesse trabalho, Cassel e Bauer discutem um método para cálculo do número de amostras necessárias à obtenção de valores representativos.

CARVALHO et alii (1976) utilizando um método de cálculo para a condutividade hidráulica do solo não saturado, em função do conteúdo de umidade, determinaram a sua variabilidade em condições de campo para um determinado solo. Da mesma forma, REICHARDT et alii (1976) analisaram a variabilidade da condutividade hidráulica do solo não saturado e o potencial matricial, funções do conteúdo de umidade em diferentes profundidades, discutindo as distribuições ajustadas por NIELSEN et alii (1973).

BAKER e BOUMA (1976) determinaram a condutividade hidráulica do solo como função do potencial matricial, ajustando os dados, por regressão linear, à curva:

$$\log K = \log(b \psi^{-C}) \quad (89)$$

Para os horizontes estudados, não encontraram diferenças significativas estatisticamente entre as condutividades hidráulicas, embora as características morfológicas e de formação fossem significativamente diferentes. Isto para a curva ajustada.

FHÜHLER et alii (1976) utilizando equações de propagação de erros, analisaram a propagação dos erros encon -

trados na determinação da condutividade hidráulica pelo método de drenagem no campo. Os resultados mostraram erros da ordem de 20% a 30% nos valores de condutividade. Comparando os resultados obtidos com a simulação pelo método de "Monte Carlo" concluíram que as equações de propagação ainda são otimistas na estimativa dos erros.

WARRICK et alii (1977a) utilizando uma equação de drenagem simplificada, analisaram os fluxos de água no solo levando em consideração os problemas de variabilidade dos parâmetros do mesmo. Considerando a condutividade hidráulica, $K(\theta)$ como:

$$K(\theta) = K_0 \exp \{ \alpha (\theta - \theta_0) \} \quad (90)$$

em que K_0 e θ_0 são valores de condutividade e conteúdo de umidade na condição de fluxo constante de infiltração superficial. Utilizando a técnica de "Monte Carlo", simularam os fluxos considerando uma distribuição de probabilidades log-normal, K_0 e α foram ajustados aos dados já publicados para um tipo de solo. Os valores simulados obtidos de fluxo, se comportaram aproximadamente log-normal.

Uma observação importante no trabalho desses autores é a necessidade de estratificação do solo para redução das variâncias nas características do solo utilizadas para a simulação.

RAO et alii (1979) analisando as distribuições de probabilidades normal e log-normal, empregadas para descrição das variabilidades dos parâmetros do solo, utilizaram os testes de aderência de Kolmogorov (estatística D) e Cramer-Von Mises (estatística w^2). Empregaram a técnica de "Monte Carlo" para determinar o tamanho da amostra, bem como para selecionar com determinado limite de confiança, uma das duas distribuições. Observaram que o tamanho da amostra necessária aumenta com o decréscimo do coeficiente de variação. Consideraram que para coeficientes de variação menores ou iguais a 0,4 (40%) as duas distribuições podem ser utilizadas indiscriminadamente. O uso da distribuição normal em casos em que a log-normal seria a correta, acarreta erros máximos da ordem de 20% quando se usa a média em vez da moda.

SOUZA et alii (1979) analisaram o fluxo de água no solo em função de possíveis erros nos diferentes estágios e concluíram que a maior causa de erros na determinação dos parâmetros, é a variabilidade intrínseca do solo.

CADIMA et alii (1980) apresentam para condições de campo em Latossolo vermelho-amarelo um relato sobre a extrema variabilidade da condutividade hidráulica em 3 parcelas de 5 x 5 m, sem a preocupação de quantificação.

RUSSO e BRESLER (1980) determinaram a condutividade hidráulica e o potencial matricial, obtidos por expres-

sões matemáticas em função de parâmetros de laboratório e das estatísticas de distribuição física das partículas do solo. Observaram que a variabilidade encontrada para a condutividade utilizando esse método foi menor que a obtida pelo método de drenagem .

LIBARDI et alii (1980) baseados nas dificuldades para obtenção de um valor representativo para as características hídricas do solo analisam tres diferentes métodos simplificados de obtenção da condutividade hidráulica, que embora apresentem desvios dos valores reais, acarretam erros compatíveis com os encontrados pela extrema variabilidade espacial.

Em linhas gerais, a distribuição de probabilidades para a condutividade hidráulica do solo como função do conteúdo de umidade pode ser considerada como sendo log-normal, enquanto o potencial matricial, também função do conteúdo de umidade, pode ser considerado normalmente distribuído.

O interesse da quantificação da variabilidade espacial dos parâmetros hídricos do solo é de grande importância para os problemas de simulação envolvidos no sistema solo-água-planta, visto que as respostas ainda estão aquém do desejado para que os modelos possam ser implantados na prática.

Uma técnica desenvolvida por MILLER e MILLER (1955), denominada "similar media concept", foi introduzida

na literatura e discutida por WARRICK et alii (1977b), estabelece que a geometria do solo difere somente pelas características dimensionais, cada material terá porosidades e distribuição de tamanho de poros idênticas

Para um dado conteúdo de umidade, o potencial matricial (h_r) é relacionado a um potencial médio (h_m) por:

$$\lambda_r h_r = \bar{\lambda} h_m \quad (91)$$

λ → "scaling factor"

$\bar{\lambda}$ → "scaling factor" médio

e para a condutividade K_r por:

$$\frac{K_r}{\lambda_r^2} = \frac{K_m}{\bar{\lambda}^2} \quad (92)$$

PECK et alii (1977) definiram um

$$\alpha_r = \frac{\lambda_r}{\bar{\lambda}} \quad (93)$$

como sendo normalmente distribuído com média 1 e coeficiente de variação 0,25, utilizando assim os valores de K_m e h_m para gerar distribuições de probabilidades de condutividade e potencial matricial. Com dados levantados para uma bacia hidro-

gráfica utilizaram a técnica para um modelo de simulação de balanço hídrico.

Devido ao fato do solo não exibir valores de porosidade idênticos, WARRICK et alii (1977b) utilizaram um parâmetro "S", definido como sendo o grau de saturação em vez do conteúdo de umidade volumétrico, sendo:

$$S = \frac{\theta}{\text{porosidade total}} \quad (94)$$

obtendo assim potenciais matriciais em função de S_r .

Introduzindo o valor de α_r proposto por PECK et alii (1977),

$$h_r = \frac{\bar{h}}{\alpha_r} \quad (95)$$

$$K_r = \alpha_r^2 \cdot \bar{K} \quad (96)$$

WARRICK et alii (1977b) com os dados de NIELSEN et alii (1973), COELHO (1974) e KEISLING (1974) determinaram as relações de α_r contra o grau de saturação, obtidas a partir do potencial matricial e da condutividade hidráulica, esta última apresentando maior dispersão, provavelmente pelo fato das observações de condutividade serem mais sensíveis ao grau de saturação e pela maior imperfeição do método de determinação em relação ao potencial matricial.

Os valores de α_r se apresentaram, para as condições estudadas, com distribuição log-normal, variando de 0,2 a 2,5 com probabilidades variando de 90 a 97%.

BRESLER et alii (1979) utilizando as conclusões de WARRICK et alii (1977b) testaram um modelo de simulação baseado nos trabalhos de NIMAH e HANKS (1973a) e FEDDES et alii (1974), utilizando o mesmo termo de extração radicular. As simulações foram feitas adotando-se os extremos de α_r , 0,2 - 2,5 aplicados ao potencial matricial medido e à condutividade hidráulica, $\alpha_r = 1$, obtendo-se assim valores simulados, teoricamente, com probabilidades de 90 a 97%.

Comparados os dados obtidos na simulação, com os resultados levantados dos perfis de umidade em diferentes tempos, tomando os desvios padrão amostrais para definir o mesmo nível de certeza, observa-se alguma dificuldade de aderência. Essa dificuldade aparece por uma série de motivos, dos quais pode-se citar:

- As características de distribuição de probabilidades obtidas por WARRICK et alii (1977b) restringem-se aos solos utilizados por estes, não podendo ser generalizados para outros solos.

- O uso de características do solo considerando um perfil homogêneo, embora envolva o uso de variabilidade dos parâmetros, parte de funções únicas ao longo do perfil, sem considerar a estratificação das camadas.

- BRESLER et alii (1979) não consideraram o perfil inicial de variabilidade no conteúdo de umidade do solo, assumindo o solo no tempo inicial como invariável, o que pode ter justificado os problemas de aderência, além da não estratificação do perfil.

Toda essa discussão demonstra o interesse no meio científico pelo estudo mais aprofundado da variabilidade das características do solo, essencialmente para seu uso nos modelos de simulação.

CAPITULO V

MODELO DE SIMULAÇÃO PROPOSTO

V.1 - Considerações gerais

Os modelos de simulação desenvolvidos para o estudo dos fenômenos interrelacionados no sistema solo-água-planta vêm mostrar a possibilidade de seu uso, em futuro próximo, para estudos rotineiros no controle do conteúdo de umidade do solo e dimensionamento de sistemas de irrigação, como já são utilizados os modelos hidrológicos de simulação.

Uma preocupação que hoje inquieta todo o meio científico é o aspecto de variabilidade, pouco estudado para os fenômenos naturais. Alguns estudos foram discutidos no capítulo anterior sobre a variabilidade dos parâmetros hídricos do solo, porém pouco foi desenvolvido no tocante à utilização dos conceitos de variabilidade para a simulação.

No intuito de introduzir em um modelo de simulação os conceitos de incerteza dos valores para as condições iniciais, foi desenvolvido um esquema de diferenças finitas de forma simplificada, aplicado à equação de continuidade, em que

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(\theta, z, t) \quad (97)$$

A opção por um esquema implícito, o qual já foi discutido no capítulo III, se baseia nas vantagens relacionadas aos aspectos de estabilidade apresentados pelas soluções, em função dos incrementos adotados.

Desenvolvendo a equação (97) na forma diferencial, obtemos:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\partial z} + D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(\theta, z, t) \quad (98)$$

Baseando-se na explicitação adotada anteriormente por DOUGLAS e JONES (1963), tomando-se na equação (98) como primeiro membro o termo em diferencial de segunda ordem, vem:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{1}{D(\theta)} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\partial z} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + S(\theta, z, t) \right) \quad (99)$$

Se observarmos que a difusividade $D(\theta)$ e a condutividade hidráulica $K(\theta)$ são funções do conteúdo de umidade θ , e que este é função da profundidade ao longo do perfil "z", logo a difusividade e a condutividade são funções da profundidade, porque θ é função de "z". Expandindo-se os gradientes da difusividade e da condutividade hidráulica, teremos que:

$$\frac{\partial D(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial D(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (100)$$

$$\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (101)$$

Utilizando-se como esquema de diferenças finitas para os gradientes envolvidos na equação (99) os seguintes:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\theta_{i-1,j+1} - 2\theta_{i,j+1} + \theta_{i+1,j+1}}{(\Delta z)^2} \quad (102)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\theta_{i,j+1} - \theta_{i,j}}{\Delta t} \quad (103)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \quad (104)$$

que aplicando na equação (99), forma como esquema de representação para o sistema de equações:

$$\frac{\theta_{i-1,j+1} - 2\theta_{i,j+1} + \theta_{i+1,j+1}}{(\Delta z)^2} = \frac{1}{D_{i,j}} \left(\frac{\theta_{i,j+1} - \theta_{i,j}}{\Delta t} - D'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \right)^2 + K'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \right) + S_{i,j} \right) \quad (105)$$

onde $D'_{i,j} \rightarrow$ é o gradiente da curva de difusividade em função do conteúdo de umidade $\rightarrow \frac{\partial D(\theta)}{\partial \theta}$

$K'_{i,j} \rightarrow$ é o gradiente da curva de condutividade hidráulica para o solo não saturado $\rightarrow \frac{\partial K(\theta)}{\partial \theta}$

Como o interesse da simulação é a obtenção dos conteúdos de umidade para o tempo seguinte, conhecidos os valores para o tempo atual, ou seja, obter $\theta_{i,j+1}$ conhecidos os valores de $\theta_{i,j}$, teremos:

$$\frac{\theta_{i-1,j+1}}{(\Delta z)^2} - \left(\frac{2}{(\Delta z)^2} + \frac{1}{\Delta t D_{i,j}} \right) \theta_{i,j+1} + \frac{\theta_{i+1,j+1}}{(\Delta z)^2} = \frac{1}{D_{i,j}} \left(K'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \right)^2 + S_{i,j} \right) - \frac{\theta_{i,j}}{\Delta t} - D'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2\Delta z} \right) \quad (106)$$

compondo um sistema de equações lineares do tipo

$$A \theta_{i-1,j+1} - B_{i,j} \theta_{i,j+1} + A \theta_{i+1,j+1} = H_{i,j} \quad (107)$$

em que

$$A = \frac{1}{(\Delta z)^2} \quad (108)$$

$$B_{i,j} = \frac{2}{(\Delta z)^2} + \frac{1}{\Delta t D_{i,j}} \quad (109)$$

$$H_{i,j} = \frac{1}{D_{i,j}} (K'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2 \Delta z} \right) - \frac{\theta_{i,j}}{t} - D'_{i,j} \left(\frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{2 \Delta z} \right)^2 - S_{i,j}) \quad (110)$$

O esquema desenvolvido é um esquema implícito formando uma matriz de coeficientes tridiagonal, resolvida facilmente pela técnica discutida no capítulo III.

V.2 - Termo de extração radicular

Para representação do termo referente à taxa de extração de água por parte do sistema radicular, foi considerado que a taxa de extração é igual à taxa de transpiração. MOLZ e REMSON (1970) consideraram que a taxa de extração é função da difusividade e da densidade "efetiva de raízes" (fração das raízes que efetivamente absorvem umidade do solo). Segundo estes, o termo de extração $S_{i,j}$ pode ser representado por:

$$S(\theta, z) = \frac{T R(z) D(\theta)}{\int_0^V R(z) D(\theta) dz} \quad (111)$$

onde

$T \rightarrow$ é a taxa de transpiração

$v \rightarrow$ a profundidade do sistema radicular

$R(z) \rightarrow$ a "densidade efetiva de raízes" função da profundidade " z "

$D(\theta) \rightarrow$ a difusividade

Considerando que a taxa de transpiração é igual à taxa de extração de todo o sistema radicular, ou seja, a parcela de água incorporada à estrutura celular da planta é desprezada, então podemos escrever que:

$$T = \int_0^v S(\theta, z, t) dz \quad (112)$$

A variação apresentada pelo sistema radicular ao longo do tempo, em realidade deveria ocasionar a representação da densidade efetiva de raízes como função do tempo, ou seja $R(z, t)$, porém sua dependência no tempo fica implícita.

O termo de Molz e Remson foi adotado no modelo em questão devido ao seu emprego já discutido na literatura. A escolha de um outro modelo poderia ser feita, visto não ser o objetivo do presente trabalho analisar a influência do termo sobre os resultados da simulação, o que pode constituir trabalhos futuros.

V.3 - Condições de contorno

Em se tratando de um sistema de $(n - 1)$ equações, utilizadas para " n " intervalos de profundidade Δz , abrangendo ainda o conhecimento do conteúdo de umidade na superfície e na posição inferior limite, representada pelo lençol freático, compondo assim $(n + 1)$ incógnitas. Em consequência disso, a solução só poderá ser obtida para $(n - 1)$ incógnitas no intervalo $j+1$ conhecidas $(n - 1)$ valores para o intervalo j , tornando necessário o conhecimento de dois valores para o tempo $j+1$, que são as condições de contorno.

Considerando-se que a posição do lençol freático não se altera durante o intervalo de tempo Δt , o conteúdo de umidade no tempo $j+1$ será o mesmo do tempo j , ou seja, o conteúdo de umidade para o solo saturado, que em termos práticos pode ser considerado como o preenchimento de toda a porosidade do solo.

Assim a solução do sistema formado pelas equações será possível através das seguintes condições:

$$\theta(z, t) = \theta(z, 0) \quad \text{para } t = 0, \text{ condição inicial}$$

$$0 \leq z \leq L \quad L \rightarrow \text{profundidade do lençol freático.}$$

$$\theta(z, t) = \theta(z)_{\text{sat}} \quad \text{para } z = L, t \geq 0, \text{ condição de contorno no lençol freático.}$$

$$\theta(z, t) = \theta_{\text{sup}} \quad \text{para } z = 0 \text{ condição de contorno para a superfície do solo.}$$

O conteúdo de umidade na superfície do solo, pode ser obtido por medição a cada intervalo de tempo, FEDDES et alii (1976), o que além de trabalhoso, injustifica o uso da simulação. Ou através de artifícios auxiliares.

NIMAH e HANKS (1973a) utilizaram um processo iterativo, adotando um esquema de diferenças finitas para a equação de fluxo na camada superficial do solo.

$$q = - K \frac{\partial H}{\partial z} \quad (113)$$

onde $H \rightarrow$ potencial total
 $K \rightarrow$ condutividade hidráulica
 $q \rightarrow$ fluxo de água

ficando o esquema da seguinte forma:

$$q = \left(\frac{h_{0,j} + h_{0,j+1} - h_{1,j} - h_{1,j+1} + \Delta z}{2\Delta z} \right) K_{1/2,j+1/2} \quad (114)$$

segundo os autores $h_{0,j+1}$ e $K_{1/2,j+1/2}$ não são conhecidos, porém podem ser obtidos por um processo iterativo já que a condutividade é função de $h_{0,j+1}$. Não fica claro nesse trabalho que na realidade os elementos não conhecidos são $h_{0,j}$, $K_{1/2,j+1/2}$ e $h_{1,j+1}$ e que serão calculados mais tarde.

AFSHAR e MARINO (1978) utilizaram ainda um ou-

tro esquema para a equação de fluxo na superfície, onde:

$$q = D_{1/2,j+1/2} \frac{\theta_{0,j+1/2} - \theta_{1,j}}{\Delta z} + K_{1/2,j+1/2} \quad (115)$$

onde $D_{1/2,j+1/2}$ e $K_{1/2,j+1/2}$ são a difusividade e a condutividade consideradas constantes no meio intervalo de tempo.

$\theta_{0,j+1/2}$ o conteúdo de umidade na superfície para o meio intervalo de tempo, visto que o esquema de solução adotada por estes autores ser o de "predictor - corrector equations" resolvidas para o meio intervalo de tempo.

De forma mais simples o fluxo obtido em uma camada pode ser expresso por:

$$q = \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_z \quad (116)$$

que significa que o fluxo em uma camada de solo é igual à variação do conteúdo de umidade em relação ao tempo ao longo dessa camada, ou

$$q = \left(\frac{\theta_{0,j+1} - \theta_{0,j}}{\Delta t} \right) \Delta z \quad (117)$$

onde:

$\theta_{0,j} \rightarrow$ é o conteúdo de umidade na camada superficial no tempo "j".

$\theta_{0,j+1} \rightarrow$ é o conteúdo de umidade nessa mesma ca-

mada superficial percorrido o intervalo de tempo Δt .

O fluxo na superfície foi considerado para tal situação como sendo a condição de evaporação potencial ou a condição de infiltração potencial; logo, o conteúdo de umidade no instante $j+1$ poderá ser obtido por:

$$\theta_{0,j+1} = \theta_{0,j} + q \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (118)$$

O conteúdo de umidade na superfície, porém, só poderá assumir valores entre o conteúdo de umidade do solo seco ao ar e o conteúdo de umidade na saturação, parâmetros característicos do solo.

Quando a precipitação ocorrer, o fluxo potencial é assumido como sendo a intensidade de precipitação. Se o conteúdo de umidade calculado for menor ou igual ao conteúdo de umidade de saturação, o fluxo real é igual ao fluxo potencial, ou seja, a capacidade de infiltração na superfície é maior que a intensidade de precipitação. Porém em determinado instante, conforme o solo vai se umedecendo, o conteúdo de umidade calculado poderá ser maior que o conteúdo de umidade de saturação. Nesse caso, o fluxo real será menor que o fluxo potencial, e o conteúdo de umidade na superfície igual ao conteúdo de umidade de saturação e ainda a capacidade de infiltração me

nor que a intensidade da precipitação.

Quando o processo envolvido for o de evaporação, a condição potencial ocorrerá, enquanto o conteúdo de umidade calculado para a superfície for maior que o conteúdo de umidade para o solo seco ao ar. Porém quando a umidade calculada para a superfície for menor que a condição de solo seco ao ar, indica que o solo não mais é capaz de perder água em condição de evaporação potencial, logo a evaporação real será menor que a potencial e o conteúdo de umidade igual ao conteúdo de umidade para o solo seco ao ar.

Dessa forma pode-se obter a condição de contorno restante para solucionar o sistema de equações que compõe a solução do modelo, igualando assim, o número de equações ao número de incógnitas.

V.4 - Características hídricas do solo

O modelo proposto é resolvido em função das características hídricas do solo de difusividade e condutividade hidráulica, ambas função do conteúdo de umidade, além dos conteúdos de umidade de saturação e do solo seco ao ar.

Os modelos, de um modo geral utilizam as características hídricas do solo na forma tabelada, para certos valores de conteúdo de umidade, sendo os demais calculados por

interpolação linear ou qualquer outro método de interpolação.

De uma forma geral, a difusividade é uma característica mais difícil de ser determinada, devido à sua natureza como parâmetro dependente de características mais perceptíveis.

A difusividade conforme foi descrito na equação (24), é representada como sendo o produto da condutividade hidráulica do solo pelo gradiente da curva de retenção de água no solo, para um dado conteúdo de umidade, assim:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta} \quad (119)$$

A curva de retenção de umidade pode ser obtida em laboratório, principalmente através do uso de tensões submetidas ao solo em contato com placas porosas, constituindo um parâmetro característico da matriz do solo, pouco afetado pelas condições atuais, a não ser no caso de altos conteúdos de umidade, manifestando os fenômenos capilares, que são afetados pela porosidade.

A condutividade hidráulica do solo pode ser obtida de várias formas. Em laboratório, pelo uso de permeâmetro para condição não saturada, ou em campo, pelo acompanhamento dos fluxos de drenagem após a saturação do solo, observando-se

as variações no conteúdo de umidade ao longo do tempo.

AFSHAR e MARINO (1978) obtiveram a difusividade de valores tabelados de condutividade hidráulica e de potencial de retenção de água no solo por diferenças finitas, adotando como gradiente de conteúdo de umidade $\Delta \theta = 0,01$.

Por outro lado, a difusividade pode ser obtida em laboratório utilizando-se a condição de infiltração horizontal, aplicando-se o tradicional método proposto por BRUCE e KLUTE (1956) sendo a difusividade resolvida por:

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t} \left(\frac{dx}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta_x} x d\theta \quad (120)$$

em que

$t \rightarrow$ é o tempo

$x \rightarrow$ é a distância na frente de molhamento.

Diante da difusividade assim deduzida e da curva de retenção de água no solo obtida em laboratório, a condutividade hidráulica pode ser calculada através da equação (119) (GARDNER et alii (1970)), ficando:

$$K(\theta) = D(\theta) \frac{d\theta}{dh(\theta)} \quad (121)$$

GARDNER et alii (1970) propuseram uma representação exponencial para a difusividade e para a condutividade

de hidráulica, com a qual foi possível uma solução analítica para a infiltração em condição de ausência de vegetação utilizando o método de separação de variáveis.

$$D(\theta) = D_0 \theta^\alpha \quad (122)$$

e

$$K(\theta) = K_0 \theta^\beta \quad (123)$$

onde D_0 , α , K_0 e β são constantes.

Este procedimento levou a resultados aceitáveis quando analisado o fenômeno de "redistribuição" da água no solo em processo de infiltração.

Uma aproximação dessa forma pode ser empregada para o potencial matricial, assim:

$$h(\theta) = h_0 \theta^\gamma \quad (124)$$

onde h_0 e γ são constantes em que γ assumi valores negativos.

Como é sabido que:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} \quad (125)$$

logo

$$D(\theta) = K_0 \theta^\beta h_0 \gamma \theta^{\gamma-1} \quad (126)$$

ficando:

$$D(\theta) = K_0 h_0 \gamma \theta^{\beta + \gamma - 1} \quad (127)$$

daí, $D_0 = K_0 h_0 \gamma \quad (128)$

$$\alpha = \beta + \gamma - 1 \quad (129)$$

Permitindo, dessa forma, após o ajuste dos dados experimentais das características hídricas do solo, o uso das equações na fase de solução do modelo, o que elimina o trabalho de interpolação, já que as características do solo poderão ser obtidas pelas equações, para qualquer conteúdo de umidade. O erro de ajustamento obtido não implica em desvantagem visto a interpolação acarretar erros da mesma forma.

V.5 - Solução da variância

Para se simular a variabilidade do conteúdo de umidade do solo, é necessário uma análise rigorosa com a inclusão de todas as variabilidades existentes no sistema solo-água-planta no esquema de solução; desde as variabilidades existentes nas condições iniciais, condições de contorno e as variabilidades dos parâmetros do sistema, muitas de difícil tratamento matemático.

Em linhas gerais, o estudo da variabilidade dos parâmetros do sistema é um empreendimento arrojado, visto que

o conhecimento completo destas, em condições de campo, ainda não será possível por algum tempo. Logo, qualquer análise tem de ser simplificada.

Um tratamento simplificado consiste em estudar o comportamento dos modelos sem introduzir a variabilidade dos parâmetros e considerar a variabilidade do conteúdo de umidade do solo como um processo de transferência, de modo que a variabilidade das condições iniciais se propaga como se fosse uma onda de variabilidade alterada pelas características do solo e pela variabilidade das condições de contorno.

Suponha um modelo, que ao receber como condições de entrada $\theta_{i,j}$ simula para o tempo $j+1$, $\theta_{i,j+1}$. Segundo NIELSEN et alii (1973) o conteúdo de umidade do solo como função da profundidade, $\theta(z,t)$ pode ser considerado como normalmente distribuído, assim, para que o modelo apresente certo grau de confiabilidade, e considerando as incertezas no perfil inicial de umidade, a condição de simulação é a seguinte:

$$\bar{\theta}_{i,j} \pm a_{i,j} \sigma_{i,j} \xrightarrow{\text{simulando}} \bar{\theta}_{i,j+1} \pm a_{i,j+1} \sigma_{i,j+1}$$

onde

(130)

$a_{i,j}$ \rightarrow são constantes que definem o grau de segurança quando o conteúdo de umidade assumir determinada distribuição de pro-

habilidades.

$\sigma_{i,j}$ → são os desvios padrão do conteúdo de umidade do solo para as diferentes profundidades e tempos.

À partir da equação (107), reproduzida abaixo,

$$A \theta_{i-1,j+1} - B_{i,j} \theta_{i,j+1} + A \theta_{i+1,j+1} = H_{i,j} \quad (131)$$

e introduzindo o conceito de variabilidade descrito em (130), vem:

$$\begin{aligned} A(\theta_{i-1,j+1} \pm a_{i-1,j+1} \sigma_{i-1,j+1}) - B_{i,j}^* (\theta_{i,j+1} \pm a_{i,j+1} \sigma_{i,j+1}) \\ + A(\theta_{i+1,j+1} \pm a_{i+1,j+1} \sigma_{i+1,j+1}) = H_{i,j}^* \end{aligned} \quad (132)$$

em que $B_{i,j}^*$ e $H_{i,j}^*$ são obtidos pelo uso de $\theta_{i,j} \pm a_{i,j} \sigma_{i,j}$ como condição inicial.

Desenvolvendo a equação (132) obtemos:

$$\begin{aligned} A \theta_{i-1,j+1} \pm A a_{i-1,j+1} \sigma_{i-1,j+1} - B_{i,j}^* \theta_{i,j+1} \pm B_{i,j}^* a_{i,j+1} \sigma_{i,j+1} \\ + A \theta_{i+1,j+1} \pm A a_{i+1,j+1} \sigma_{i+1,j+1} = H_{i,j}^* \end{aligned} \quad (133)$$

Subtraindo a equação (131) da (133) obtemos:

$$\begin{aligned} & \pm Aa_{i-1,j+1}\sigma_{i-1,j+1} \pm B_{i,j}^* a_{i,j+1}\sigma_{i,j+1} \pm Aa_{i+1,j+1}\sigma_{i+1,j+1} = \\ & = H_{i,j}^* - H_{i,j} + \theta_{i,j+1} (B_{i,j}^* - B_{i,j}) \end{aligned} \quad (134)$$

Constituindo um sistema de equações lineares cuja matriz de coeficientes é uma matriz tridiagonal e cujo vetor igualdade $H'_{i,j}$ é função das condições iniciais do perfil de umidade em termos de valor médio e desvio padrão e do conteúdo de umidade simulado $\theta_{i,j+1}$, ou seja:

$$H'_{i,j} = H_{i,j}^* - H_{i,j} + \theta_{i,j+1} (B_{i,j}^* - B_{i,j}) \quad (135)$$

logo:

$$\pm Aa_{i-1,j+1}\sigma_{i-1,j+1} \pm B_{i,j}^* a_{i,j+1}\sigma_{i,j+1} \pm Aa_{i+1,j+1}\sigma_{i+1,j+1} = H'_{i,j} \quad (136)$$

Para obtenção da simulação do desvio padrão, o limite de confiabilidade deve ser pré-estabelecido, assim os coeficientes $a_{i,j}$ para todo "j" podem ser considerados constantes, assumindo valor médio, para todo nó da malha de solução.

Como os valores de A e $B_{i,j}$ são sempre positivos, a solução mais desfavorável é a utilização da constante

"a" positiva, pois acarreta o somatório de desvios padrão. Adotando-se por questões de facilidade computacional o valor de "a" como sendo unitário, o que significa dizer, para uma distribuição de probabilidades normal, o limite de confiabilidade de 68,26%, assim o esquema que representa o sistema de equações lineares é:

$$A \sigma_{i-1,j+1} - B_{i,j}^* \sigma_{i,j+1} + A \sigma_{i+1,j+1} = H'_{i,j} \quad (137)$$

Da mesma forma o sistema assim formado é composto de n-1 equações, fornecendo solução para n-1 incógnitas, existindo porém no total n+1 incógnitas, o que implica na necessidade de duas condições de contorno para solução do sistema.

A primeira condição de contorno está no lençol freático, podendo ser definida pela variabilidade na porosidade do substrato. Considerando que para altos teores de umidade a variabilidade apresentada neste é bastante reduzida, a variabilidade na condição de saturação pode ser adotado como nula.

Na segunda condição de contorno, superfície do solo, a influência do fluxo superficial é marcante, porém de difícil quantificação. Adotando-se o mesmo esquema que foi adotado para solução do conteúdo de umidade na superfície e in

troduzindo o conceito de variabilidade inicial gerando variabilidade no instante seguinte, teremos:

$$\text{Se} \quad q = \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_z \quad (138)$$

então:

$$q \pm \sigma_q = \left(\frac{(\theta_{0,j+1} \pm \sigma_{0,j+1}) - (\theta_{0,j} \pm \sigma_{0,j})}{\Delta t} \right) \Delta z \quad (139)$$

ou

$$\frac{q \Delta t}{\Delta z} = \sigma_q \frac{\Delta t}{\Delta z} + ((\theta_{0,j+1} \pm \sigma_{0,j+1}) - (\theta_{0,j} \pm \sigma_{0,j})) \quad (140)$$

Considerando a condição crítica como o somatório dos desvios, vem que:

$$\frac{q \Delta t}{\Delta z} = \frac{\sigma_q \Delta t}{\Delta z} + \theta_{0,j+1} + \sigma_{0,j+1} - \theta_{0,j} - \sigma_{0,j} \quad (141)$$

como

$$\theta_{0,j+1} = \theta_{0,j} + q \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (142)$$

restando:

$$\sigma_{0,j+1} = \sigma_{0,j} - \sigma_q \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (143)$$

Quando o fluxo for positivo, condição de infil-

tração, o desvio padrão no tempo $j+1$ será menor que o desvio padrão no tempo j , significando menor variabilidade com o solo mais umedecido. Já quando o fluxo na superfície for negativo, condição de evaporação, o desvio padrão no tempo $j+1$ será maior do que no tempo j , indicando o aumento da variabilidade com a diminuição do conteúdo de umidade durante o ressecamento do solo.

V.6 - Interpretação do modelo

A variabilidade obtida pela simplificação apresentada, corresponde à obtenção por questão de incerteza no conhecimento desta, partindo da propagação dessa incerteza desde a condição inicial até o tempo final da simulação, sujeita a variações pela influência da variabilidade no fluxo superficial, propagando-se ao longo do perfil e pelas características do solo.

Como já foi discutido, trata-se de uma análise simplificadora, assim como as já introduzidas na literatura de modo a equacionar o fenômeno, a exemplo do estudo desenvolvido por BRESLER et alii (1979) com o uso da variável reduzida.

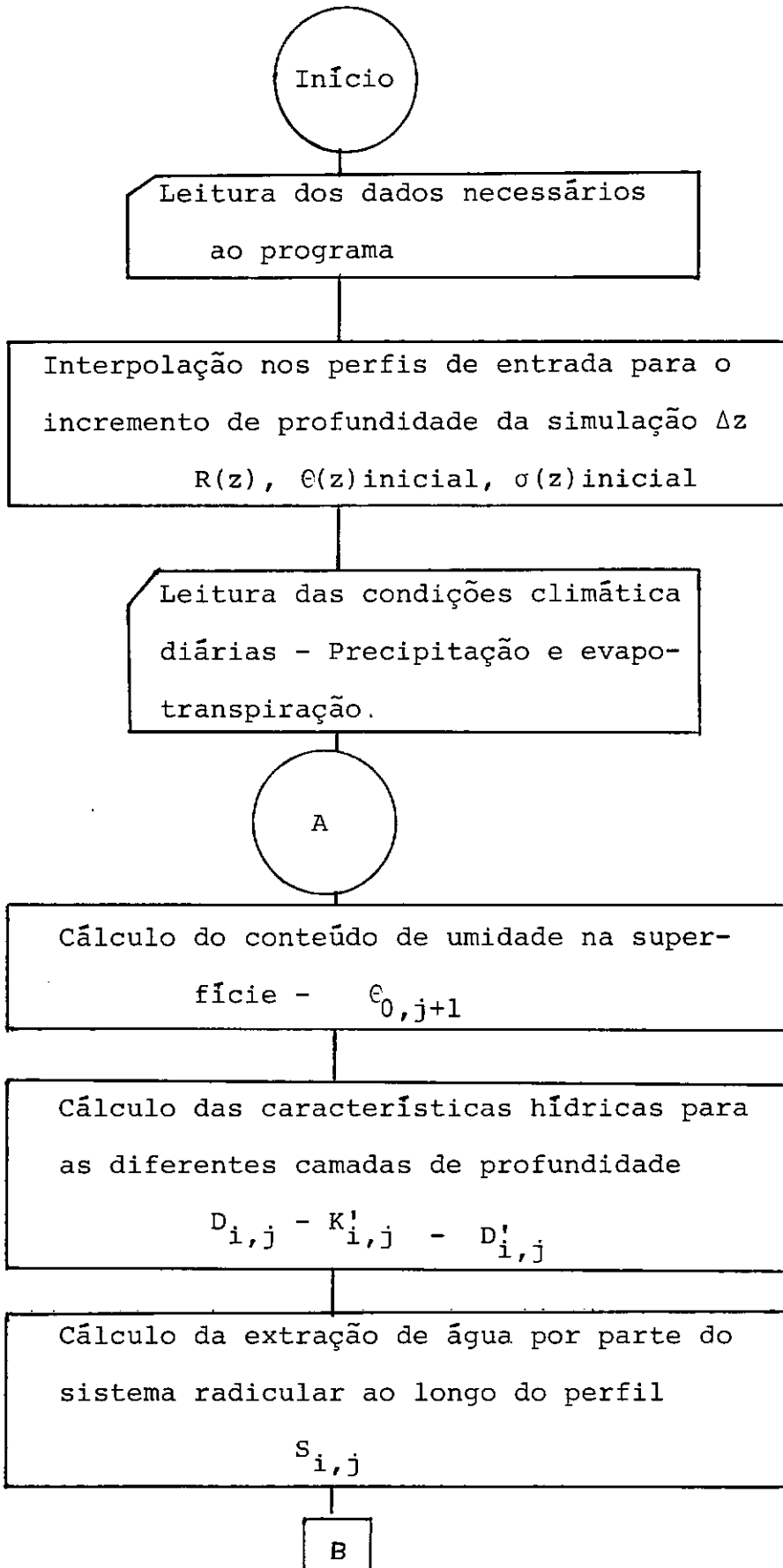
O modelo de variabilidade é uma tentativa na interpretação do fenômeno de movimento de água no solo, não esperando portanto resultados excelentes, visto que os conceitos introduzidos desprezam a variabilidade dos parâmetros hídricos

do solo, ao longo da superfície e ao longo do perfil. Os fenômenos de histerese não são levados em consideração. Embora estejam inclusos na variabilidade encontrada, proporcionam diferenças no equilíbrio de umidade para os diferentes processos de secagem e umedecimento, induzindo dificuldades na simulação para valores médios com interferência, portanto, na simulação para o desvio padrão.

V.7 - Programa de cálculo

Os cálculos de simulação foram realizados em computador IBM 1130 do Centro de Processamento de Dados da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, apresentando capacidade suficiente para execução destes. Com o desenvolvimento das unidades de processamento de pequeno porte no Brasil, o modelo poderá ser implantado facilmente nos micro-computadores com vantagens de flexibilidade para operação, devido às características dessas máquinas.

Esquemáticamente a figura 8 apresenta o diagrama de fluxo dos cálculos, a listagem e instruções de operação encontram-se no Anexo.



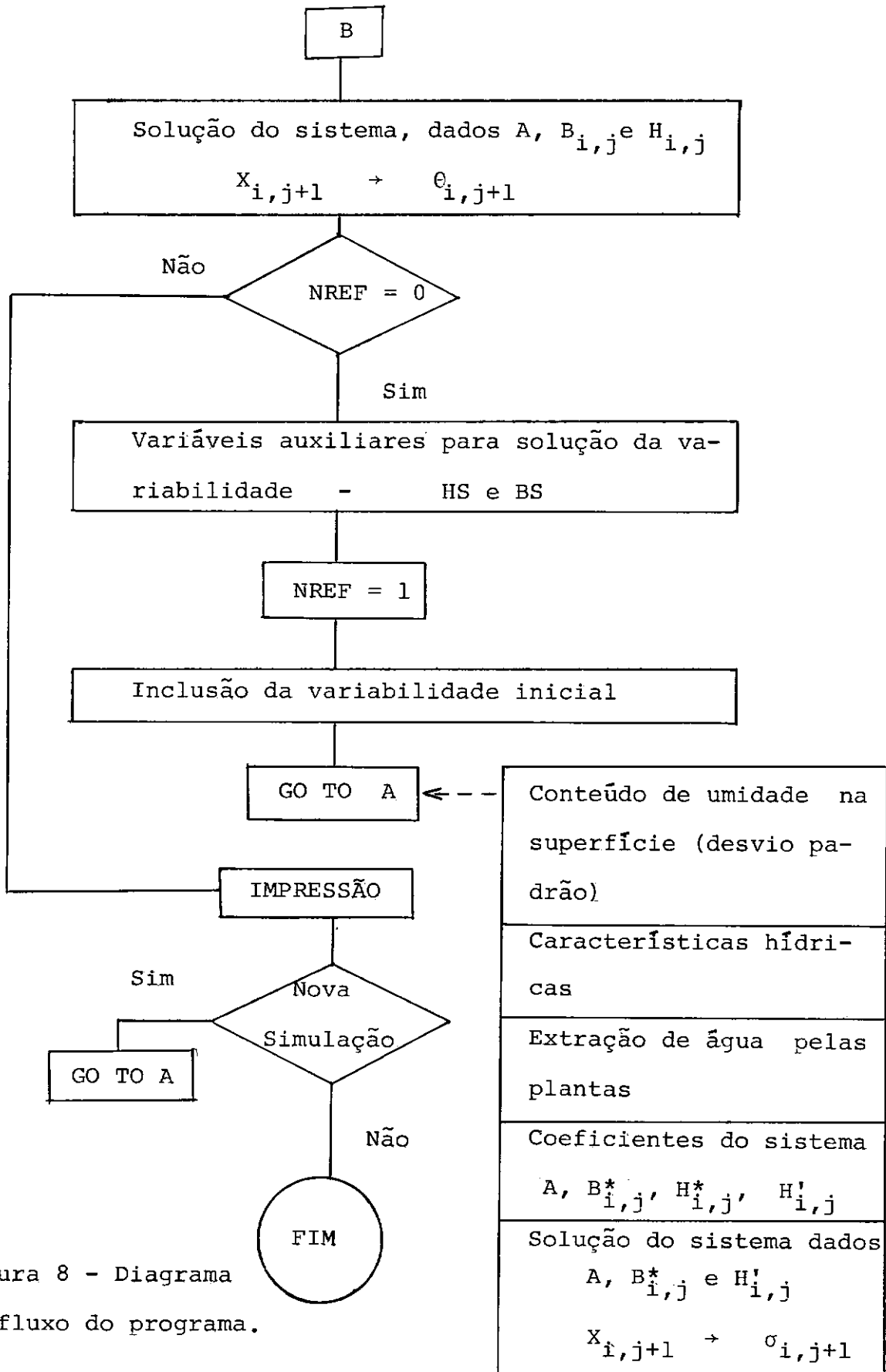


Figura 8 - Diagrama de fluxo do programa.

CAPITULO VI

TESTE DO MODELO PROPOSTO

VI.1 - Teste do modelo para valores médios com os da dos da literatura

Como forma de testar o comportamento de esquema de solução, procedeu-se a um teste utilizando os dados fornecidos por NIMAH e HANKS (1973a), adotando-se como a densidade efetiva de raízes o termo RDF(z) propostos por esses autores.

O experimento desenvolvido por Nimah e Hanks foi para uma cultura de aveia em um solo de características argilosas, onde, baseado nas curvas características apresentadas pelos autores, foram ajustadas, por regressão linear, as seguintes curvas de condutividade hidráulica e difusividade:

$$K(\theta) = 39,0378 \theta^{7,6666} \quad (144)$$

e
$$D(\theta) = 17,4401 \theta^{0,7403}$$

que são reproduzidas nas figuras 9 e 10 respectivamente.

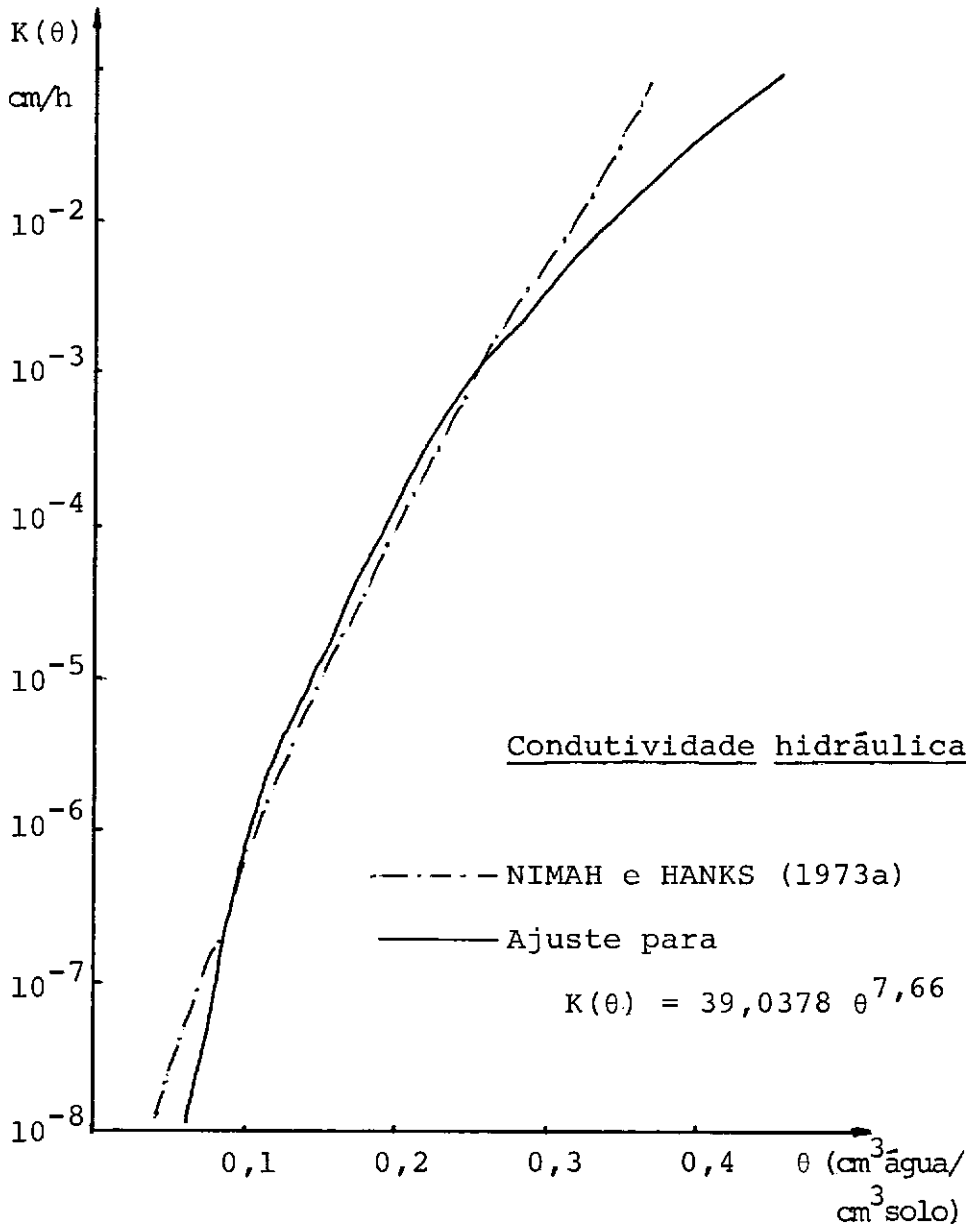


Figura 9 - Condutividade hidráulica do solo NIMAH e HANKS (1973a).

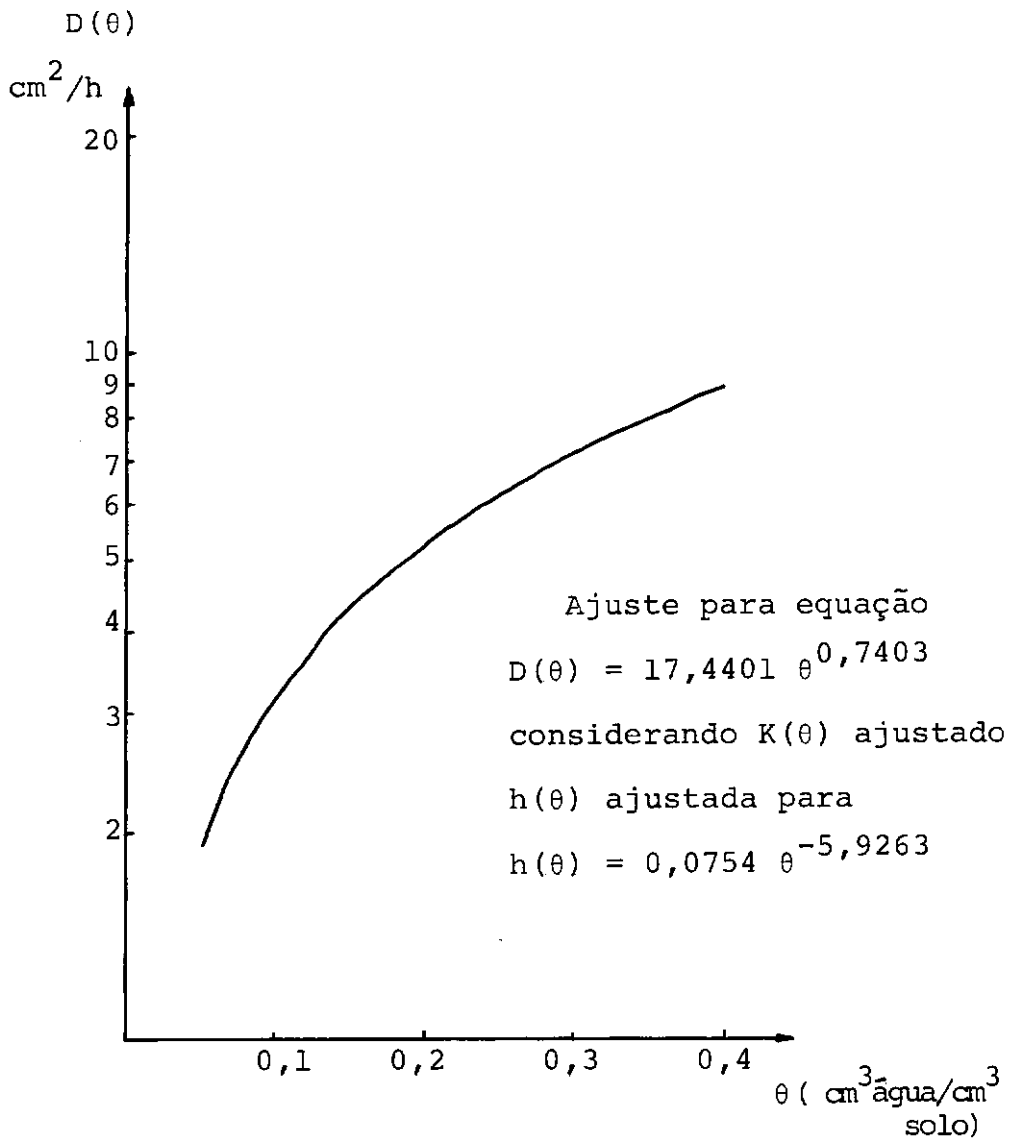


Figura 10 - Difusividade de água no solo obtida pela metodologia proposta no capítulo V para os ajustes da curva de retenção e condutividade hidráulica (figuras 1 e 2) de NIMAH e HANKS (1973a).

Para o solo em questão adotou-se ainda como condição de saturação o conteúdo de umidade $\theta_{\text{sat}} = 0,463$ e para

a condição de solo seco ao ar o limite de $\theta_{\text{seco}} = 0,01$.

As condições iniciais, ou seja, o perfil inicial de conteúdo de umidade e a distribuição do sistema radicular, representada pela densidade efetiva de raízes, são apresentados na tabela 1.

Profundidade do solo z (cm)	Densidade efetiva de raízes R(z)	Conteúdo de umidade θ_{vol}
0	0,000	0,040
1	0,036	0,041
3	0,073	0,045
5	0,109	0,050
8	0,145	0,055
12	0,145	0,064
16	0,146	0,072
20	0,182	0,080
25	0,091	0,090
30	0,000	0,100
35	0,000	0,143
40	0,000	0,190
45	0,000	0,238
55	0,000	0,245
70	0,000	0,256
85	0,000	0,270
100	0,000	0,285
115	0,000	0,315
135	0,000	0,370
155	0,000	0,433
165	0,000	0,463

Tabela 1 - Condições iniciais NIMAHe HANKS(1973a) tabela 1 .

No trabalho desenvolvido pelos autores citados, foi acompanhado o movimento de água no solo durante um período de 9 dias após ter sido executada uma irrigação.

As condições climáticas atuantes na superfície do solo, provocando o fluxo superficial, utilizadas para o cálculo do conteúdo de umidade na camada em contato com a atmosfera, servindo de condição de contorno para a solução do modelo, são apresentadas na figura 11.

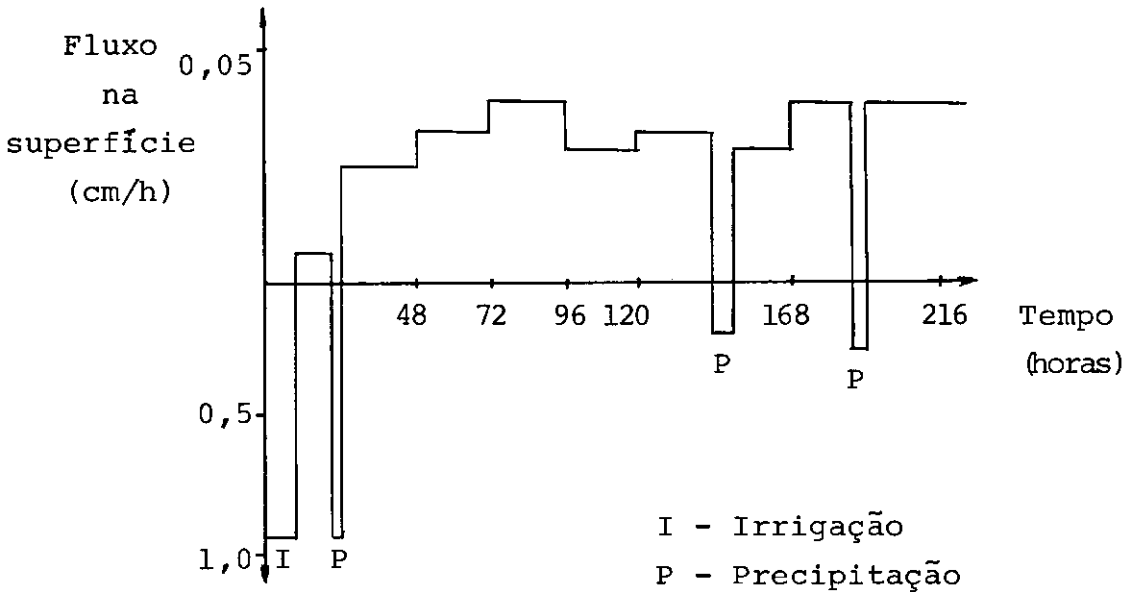


Figura 11 - Fluxo na superfície do solo (evapotranspiração e precipitação) para uma cultura de aveia durante 9 dias (NIMAH e HANKS (1973a) figura 3).

O modelo foi testado utilizando as características do solo apresentadas nas figuras 9 e 10 como parâmetros, adotando-se como intervalos finitos $\Delta z = 5$ cm de profundidade e $\Delta t = 2$ horas de intervalo de tempo, para as condições iniciais

apresentadas na tabela 1 submetidas às condições climáticas re
presentadas na figura 11.

Os resultados da simulação são apresentados nas
figuras 12, 13, 14 e 15 respectivamente para 24, 72, 120 e 216
horas após a irrigação, e são comparados aos obtidos na simula
ção com o modelo proposto pelos referidos autores, apresentan
do um comportamento bastante satisfatório.

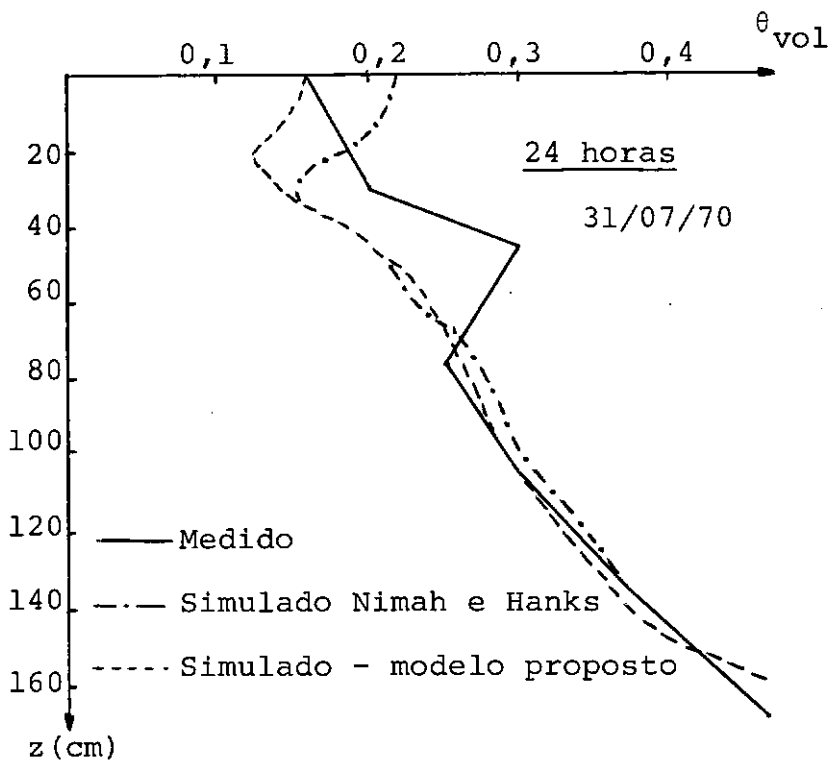


Figura 12 - Perfis de conteúdo de umidade em função da profundidade 24 horas após o início da simulação.

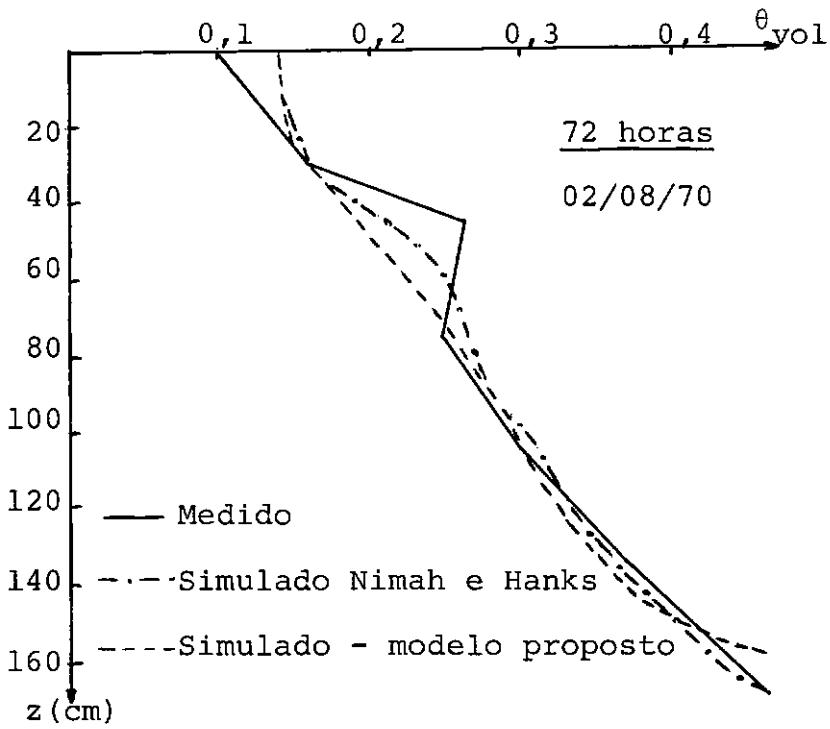


Figura 13 - Perfis de conteúdo de umidade - 72 horas.

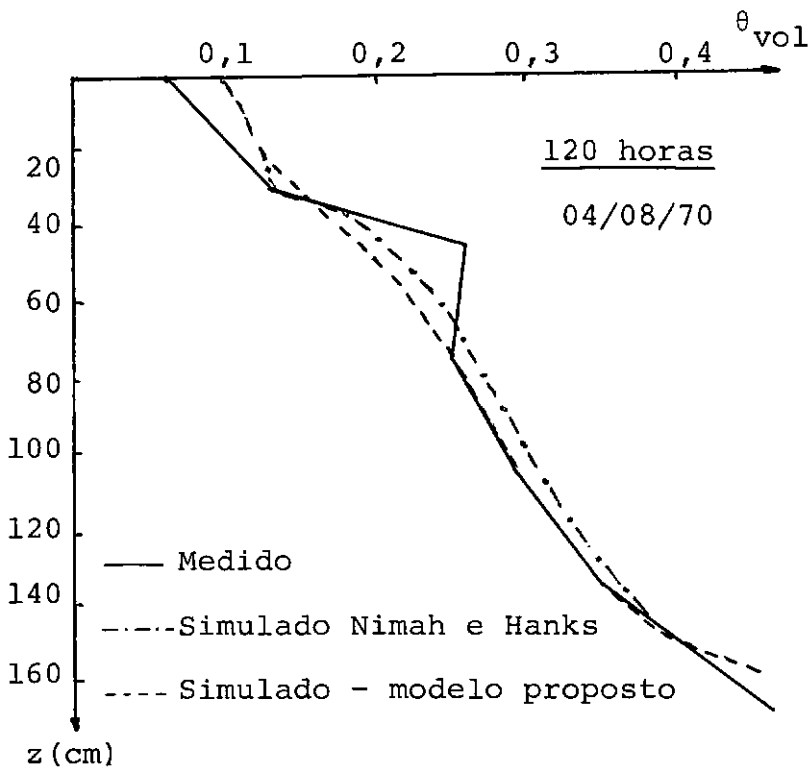


Figura 14 - Perfis de conteúdo de umidade - 120 horas.

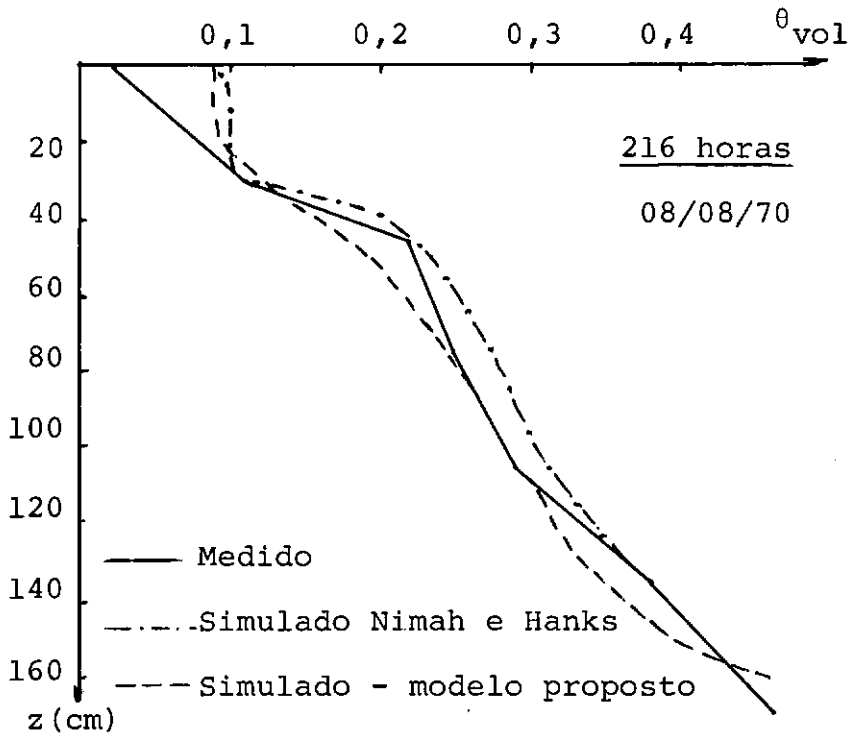


Figura 15 - Perfis de conteúdo de umidade - 216 horas.

Pode-se observar a dificuldade de ajustamento para a profundidade de 45 cm, em que os perfis medidos apresentam um comportamento transitório, devendo representar a existência de uma zona de transição entre camadas de características diferentes, dificultando assim a simulação, visto que essa utiliza características únicas ao longo do perfil, como se esse fosse homogêneo.

Essa dificuldade de aderência na solução, foi também verificada com a simulação pelo modelo de Nimah e Hanks, o que nos leva a crer que o modelo proposto tem um comportamento

aceitável quando comparado aos modelos já desenvolvidos.

Após o teste do modelo com os dados de literatura, partiu-se para o seu uso em condições de campo, adotando-se para tal um pequeno experimento.

VI.2 - Simulação para as condições de campo

Visando utilizar o modelo para simular as condições de campo, foi escolhida uma área no campus da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, pertencente ao Departamento de Fitotecnia, onde se encontra implantada uma cultura de citrus.

A escolha se baseou no fato de que a cultura foi estudada por PACE (1979) em seu trabalho de tese de Mestrado, sendo estudado o sistema radicular de citrus naquela área, estando portanto disponíveis os dados para as condições do solo em questão.

Da mesma forma, as condições climáticas da região puderam ser obtidas pela existência de uma estação agro-climatológica pertencente à PESAGRO-RJ, próxima ao campus da Universidade Rural.

A área em questão possui cerca de 2 hectares onde a cultura foi implantada com espaçamentos de 3 x 2 m, sendo feitos tratos culturais periódicos, porém sem descobrir toda a

superfície do terreno, por questões de conservação.

O terreno apresenta uma leve declividade, variando em torno de 6%, com o lençol freático a uma profundidade da ordem de 3,0 metros abaixo da superfície.

O solo em questão é um Podzólico vermelho-amarelo, classificado por RAMOS (1970) como série Silvicultura, tendo sido levantadas as características físicas e químicas ao longo do perfil.

No trabalho de RAMOS (1970) encontram-se entre as características físicas do solo, as chamadas constantes hídricas, correspondendo aos conteúdos de umidade para os potenciais de retenção de 15 atmosferas ("ponto de murchamento permanente") e 1/3 de atmosferas ("capacidade de campo"), para os diferentes horizontes do perfil do solo, obtidos de amostras homogeneizadas de diferentes perfis classificados como a série Silvicultura.

JACCOUD e CASTRO (1976) apresentam curvas características de retenção de umidade para diferentes séries de solos da área da Universidade Rural, incluindo a série Silvicultura.

Em ambos os trabalhos (Ramos, 1970 e Jaccoud e Castro, 1976) observa-se a grande variabilidade das característi-

cas do solo para os diferentes horizontes. JACCOUD e CASTRO (1976), discutem ainda a variação apresentada pelas curvas de retenção de umidade quando obtidas por amostras indeformadas e destorroadas.

Desta forma observa-se que o uso de características do solo buscando uma melhor precisão na simulação não leva obrigatoriamente a melhores resultados. Embora para determinados valores possa ser obtida ótima simulação, sendo que a variabilidade em termos gerais não é detectada.

Dessa forma, conhecidos os conteúdos de umidade para as tensões características a 1/3 de atmosferas, "capacidade de campo" e 15 atmosferas, "ponto de murchamento permanente", limites de interesse no controle de umidade do solo para o desenvolvimento vegetal, foi feito então o ajuste por regressão linear da curva de retenção de umidade tomados os dois pontos.

A validade do modelo para a curva de retenção assim obtida, representa uma vantagem, visto que frequentemente não se conhece a curva completa de água no solo.

Procedeu-se a um levantamento de perfis de conteúdo de umidade no solo distanciados de 90 cm do caule das plantas. Os perfis foram obtidos com 6 repetições ao acaso, à profundidades de 0 a 80 cm com intervalos de 20 cm.

Os conteúdos de umidade foram obtidos pelo método gravimétrico e convertidos em conteúdo de umidade volumétrico através da densidade aparente do solo.

Após o levantamento dos perfis de umidade iniciais, uma nova sequência de levantamentos foi efetuada 48 horas após, ocorrendo nesse intervalo uma precipitação.

Com as repetições, foram calculados os perfis de conteúdo de umidade médios e a variância a cada profundidade, expressa pelo desvio padrão. O lençol freático foi considerado como localizado a 3,0 metros abaixo da superfície, para a condição inicial e 48 horas após. Foram adotados ainda os conteúdos de umidade de saturação $\theta_{sat} = 0,48$, correspondendo à porosidade média no perfil, e a condição de solo seco ao ar como $\theta_{seco} = 0,05$,

A densidade efetiva de raízes foi obtida do trabalho de PACE (1979), e é apresentada na tabela 2.

As condições climáticas para o período foram obtidas na estação agro-climatológica da PESAGRO-RJ, e são representados na figura 16 na forma de fluxo superficial.

As condições iniciais levantadas para o solo são apresentadas na tabela 3, onde se encontram os conteúdos de umidade médios e os desvios padrão medidos para cada camada ao

Profundidade z (cm)	Densidade efetiva média de raízes mg raiz/mm ³ solo
0	0,000
20	2,800
40	0,860
60	0,400
80	0,840
100	1,650
120	1,450
140	1,040
160	1,160
180	0,780
200	0,460
220	0,450
240	0,245

Tabela 2 - Densidade efetiva média de raízes, $R(z)$
(mg raiz/mm³ solo) para uma cultura de ci-
trus em solo Podzólico vermelho-amarelo ,
série Silvicultura.

longo do perfil.

Para obtenção das características físicas do solo adotou-se o conteúdo de umidade à tensão de 15 atm como sendo $\theta_{15 \text{ atm}} = 0,145$ e como conteúdo de umidade a 1/3 atm como sen

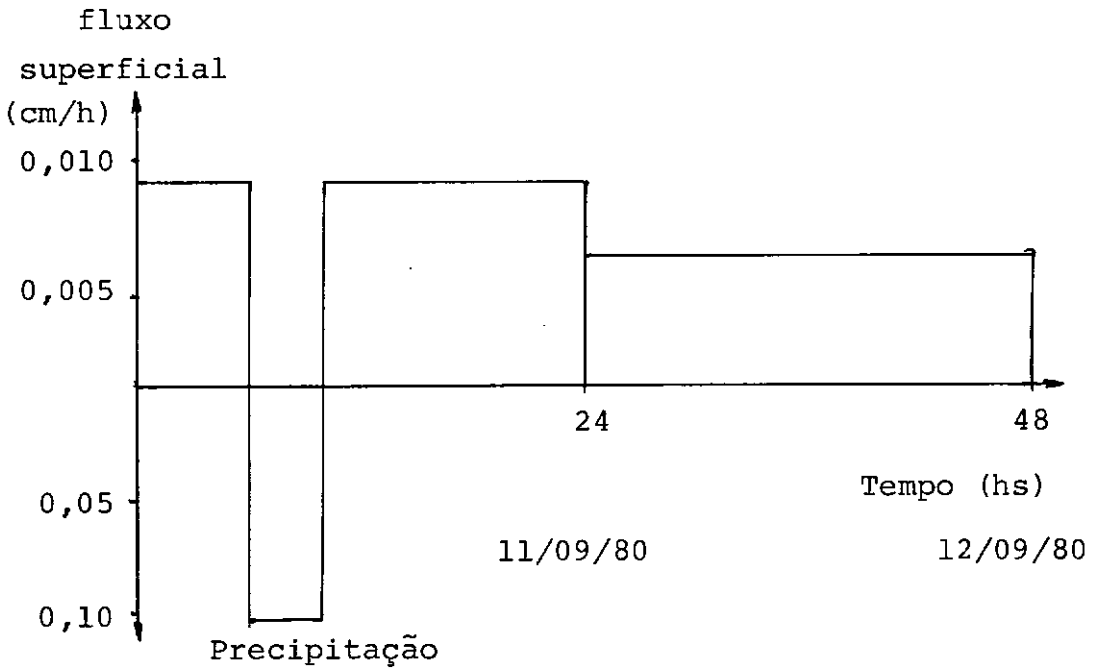


Figura 16 - Fluxo superficial durante o período de teste do modelo (evapotranspiração e precipitação).

do $\epsilon_{1/3 \text{ atm}} = 0,290$, ajustando-se para esses valores a equação:

$$h(\epsilon) = h_0 \epsilon^\gamma \quad (145)$$

obtendo-se como equação característica para o solo em questão:

$$h(\epsilon) = 0,4047 \epsilon^{-5,4439} \quad (146)$$

Profundidade z (cm)	Conteúdo de umidade volumétrico médio θ	Desvio padrão amostral σ_{θ}
0	0,010	0,0014
20	0,044	0,0123
40	0,054	0,0129
60	0,095	0,0163
80	0,157	0,0173
100	0,178	0,0158
120	0,216	0,0143
140	0,246	0,0137
160	0,275	0,0111
180	0,305	0,0095
200	0,334	0,0080
220	0,363	0,0063
240	0,392	0,0048
260	0,420	0,0032
280	0,450	0,0015
300	0,480	0,0000

Tabela 3 - Condições de conteúdo de umidade iniciais para valor médio e desvio padrão nas diferentes profundidades.

Na falta das demais características e na dificuldade de sua obtenção, e sendo de interesse testar o modelo, partiu-se para uma análise de sensibilidade, por processo tentativo, dado à complexidade do modelo, detectando-se a maior importância da difusividade a baixos conteúdos de umidade, on-

de o efeito gravitacional da condutividade é desprezível em relação à esta.

Nessas condições, partiu-se para um processo de tentativas de otimização da difusividade, obtendo-se a condutividade pela dependencia desta e do potencial de retenção ajustado, em que os coeficientes da equação de condutividade ficaram:

$$K_0 = \frac{D_0}{\gamma h_0} \quad (147)$$

$$\alpha = \beta - \gamma + 1 \quad (148)$$

A difusividade adotada após algumas tentativas foi representada pela equação:

$$D(\theta) = 168,9557 \theta^{1,6} \quad (149)$$

ficando a condutividade portanto :

$$K(\theta) = 76,700 \theta^{8,0438} \quad (150)$$

correspondendo às curvas apresentadas na figura 17. Nessa figura são apresentadas ainda as curvas características para outros valores de condutividade e difusividade afim de demonstrar mais à frente as diferenças na simulação.

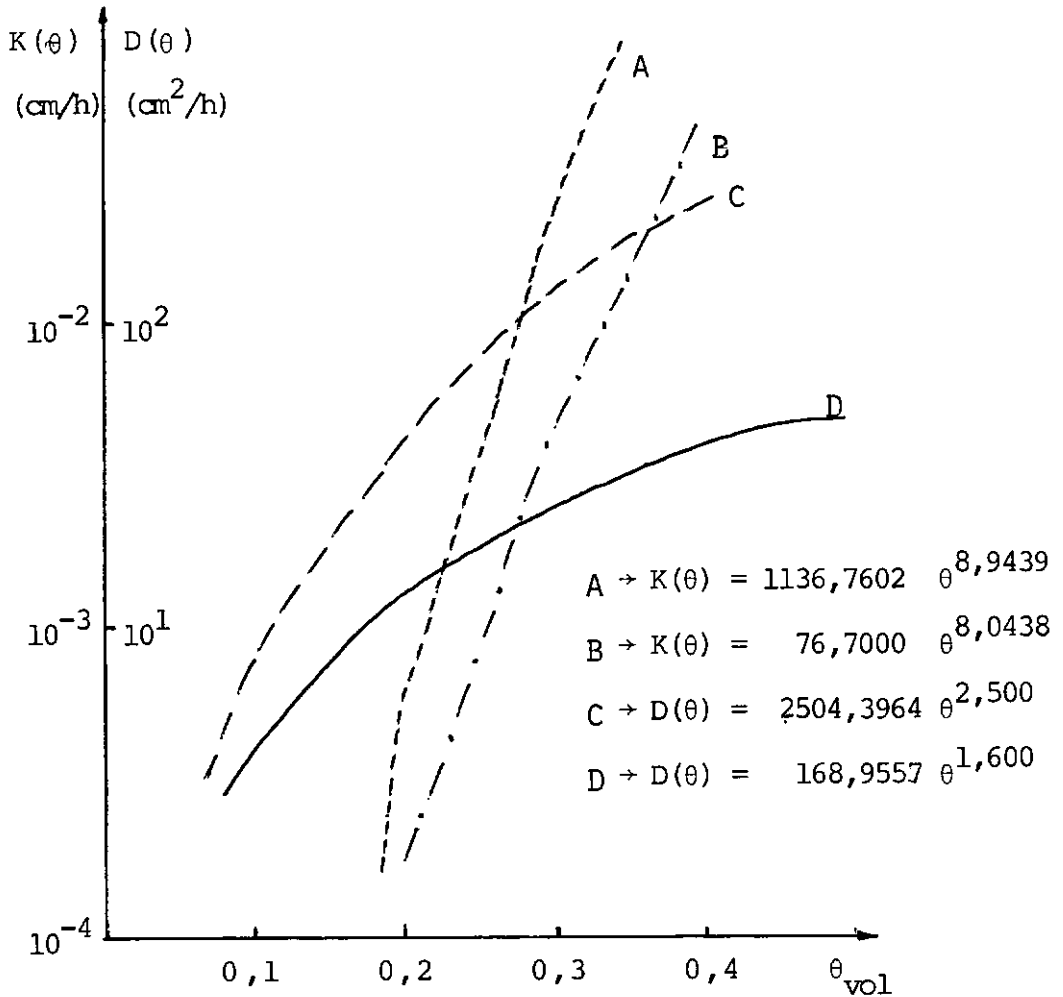


Figura 17 - Curvas de condutividade hidráulica $K(\theta)$ e difusividade de água no solo $D(\theta)$ adotadas para o solo série Silvicultura.

VI.3 - Resultados e discussão

Os resultados da simulação de valores médios para 48 horas após o início desta, figura 18, mostram uma boa aderência aos valores medidos, o mesmo já comprovado quando usado com os valores de NIMAH e HANKS (1973a)

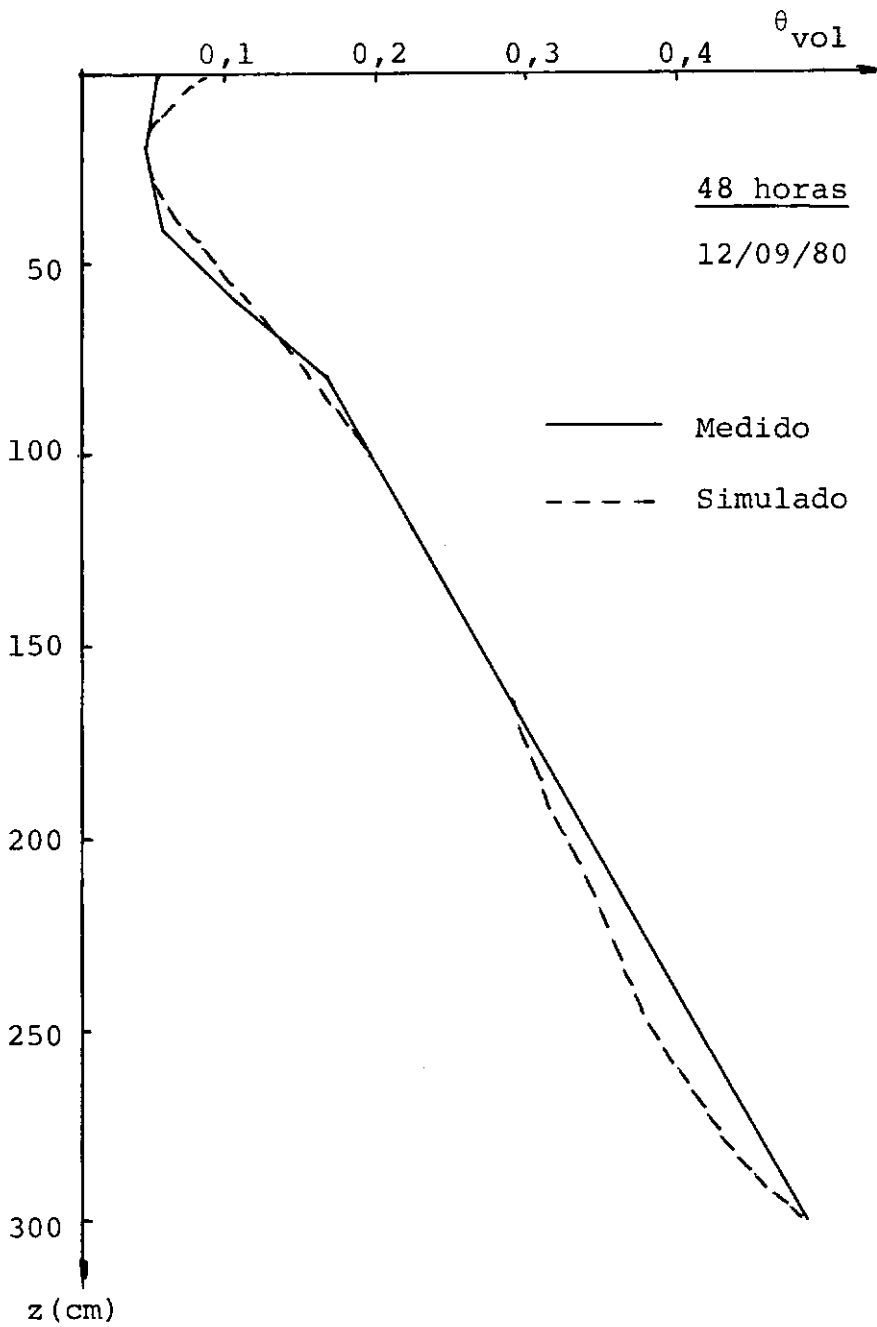


Figura 18 - Conteúdo de umidade volumétrica em função da profundidade para 48 horas de simulação.

O fato de se tratar de um esquema simples de aproximação mostra o bom comportamento dos esquemas implícitos, onde podem ser usados maiores intervalos de tempo e profundidade, sem a necessidade de valores reduzidos como os usados por AFSHAR e MARINO (1978) em que adotaram $\Delta t = 0,02$ horas e para $\Delta z = 2$ cm . Além disso não se justificam esquemas sofisticados de aproximação como a solução de DOUGLAS e JONES (1963).

O conteúdo de umidade na superfície sendo obtido por um esquema de aproximação explícito, se mostra influenciado pelos intervalos adotados, não proporcionando portanto bom ajuste nesse ponto.

Para os dados apresentados, a simulação do desvio padrão foi também satisfatória, porém com problema de aderência na camada superficial, o que representa a influência do esquema explícito adotado para seu cálculo em função dos incrementos utilizados para a simulação. Para o valor médio a simulação ainda produziu resultados dentro de limites aceitáveis , porém para o desvio padrão, a simulação fugiu em muito ao valor medido, que é mostrado na figura 19.

Embora houvesse interesse em que o modelo trabalhasse com parâmetros de significado físico mensurável, a prática mostra que o termo mensurável não se adapta bem ao caso, visto pela grande variabilidade das características do solo, em termos de área, de profundidade e metodologia de determinação.

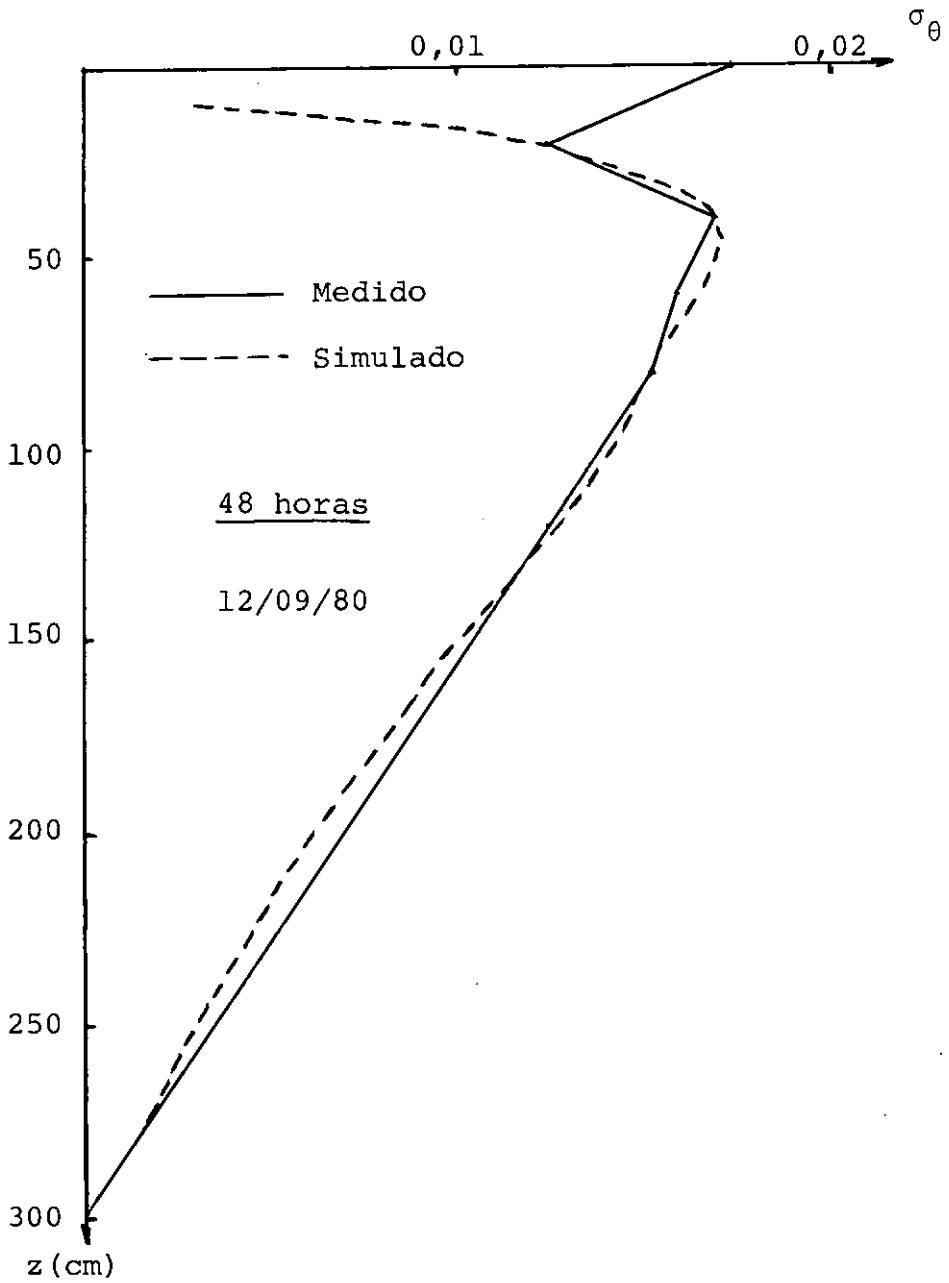


Figura 19 - Desvio padrão do conteúdo de umidade em função da profundidade para 48 horas de simulação.

Dessa feita a otimização de parâmetros auxilia no uso dos modelos com resultados práticos, partindo-se das características determinadas experimentalmente.

A figura 20 mostra a variação no conteúdo de umidade em diferentes camadas, em relação ao tempo assim como o fluxo superficial.

Na camada superficial o fluxo de infiltração devido à precipitação mostrou uma resposta imediata no aumento do conteúdo de umidade, enquanto que aos 20 cm o conteúdo de umidade sofreu redução pelo processo de evaporação contínua e mesmo durante a precipitação, devendo representar alta infiltração nessa camada. Aos 40 cm de profundidade, o conteúdo de umidade sofreu acréscimo contínuo devido ao processo de movimentação de água para suprir a evaporação, o mesmo ocorrendo aos 60 cm de profundidade. Na camada de 80 cm de profundidade, o conteúdo de umidade veio se reduzindo para suprir a movimentação para as camadas de 40 e 60 cm de profundidade até obter influência da infiltração algumas horas após a precipitação.

A figura 21 representa o desvio padrão do conteúdo de umidade do solo ao longo do tempo, para as diferentes camadas do perfil do solo. Não foi representada a condição superficial pois a solução não apresentou estabilidade, em virtude do cálculo para essa camada ter sido através de um esquema explícito, já discutido.

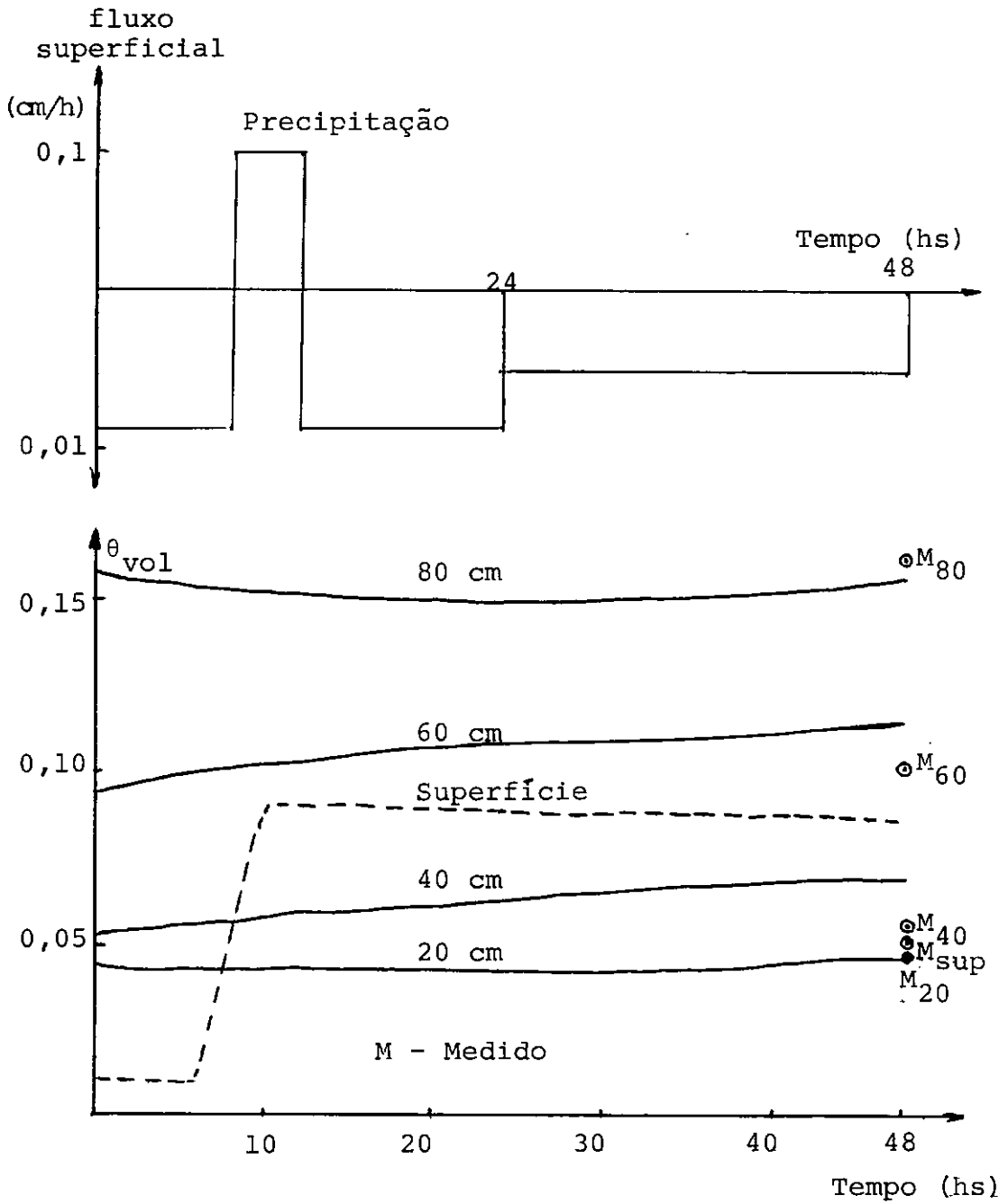


Figura 20 - Variação do conteúdo de umidade no solo ao longo do tempo, para diferentes camadas de profundidade e o fluxo superficial.

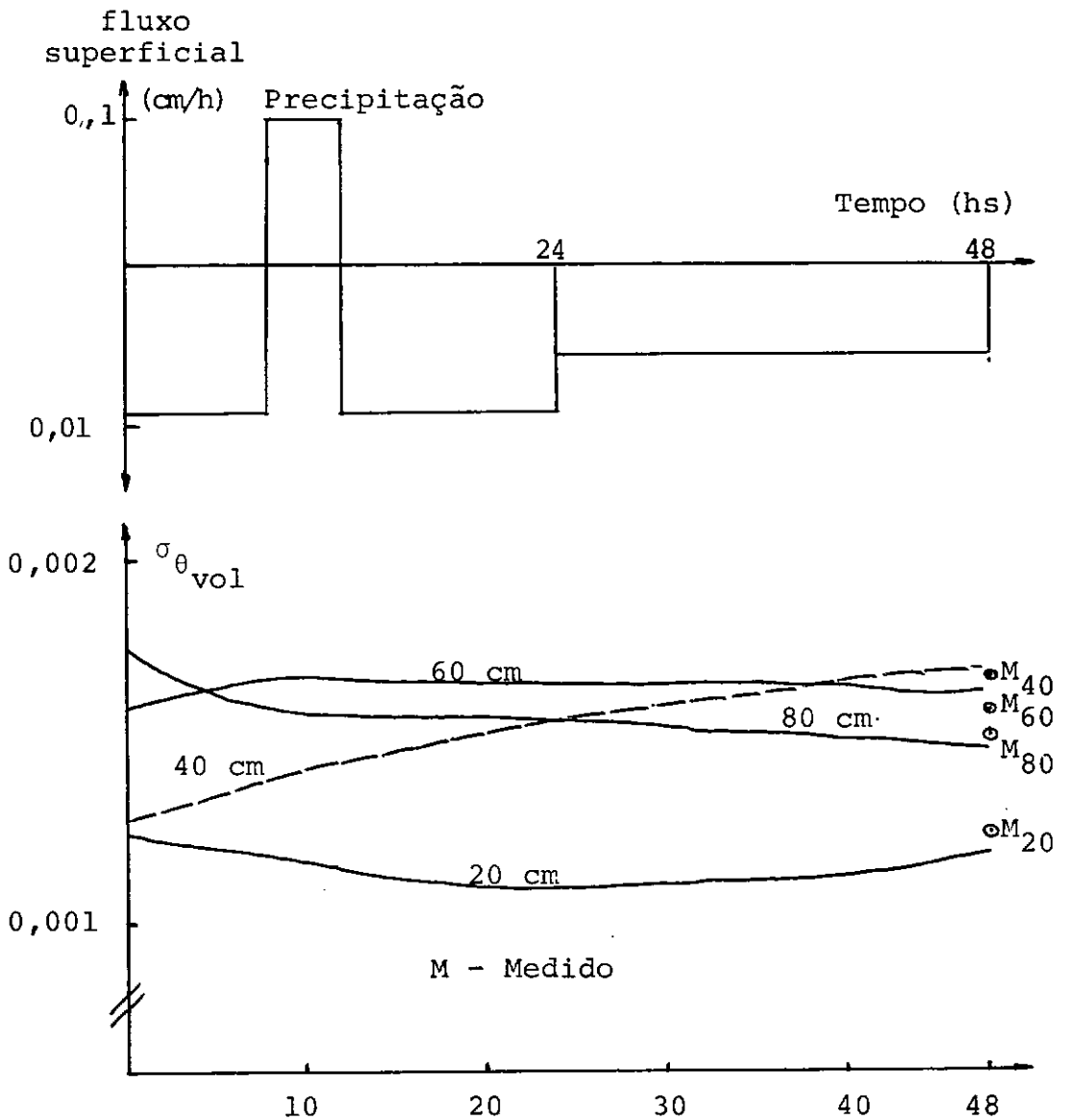


Figura 21 - Desvio padrão do conteúdo de umidade do solo ao longo do tempo, para diferentes camadas do perfil do solo e fluxo superficial.

Na camada de 20 cm de profundidade observa-se a redução no desvio padrão até algumas horas após a precipitação, acompanhando o comportamento do conteúdo de umidade. Para a camada de 40 cm de profundidade o comportamento do desvio padrão obedece ao conteúdo de umidade, o mesmo acontecendo para a camada de 60 cm de profundidade. Na camada de 80 cm de profundidade o desvio padrão se reduz pelo umedecimento do solo, encontrando já nessa camada características mais uniformes.

A precisão do modelo admite na sua concepção, ao ser adotada a constante "a" como unitária na expressão:

$$X = \bar{X} \pm a\sigma \quad (151)$$

que para uma distribuição de probabilidades normal indica o limite de 68,26% de probabilidade, logo o valor de "a" obtido na simulação pode ser encontrado por:

$$a = \left| \frac{X - \bar{X}}{\sigma} \right| \quad (152)$$

Assim para a simulação do valor médio podemos obter o valor da constante "a" a partir do desvio padrão medido ou do desvio padrão simulado, de tal forma que a precisão do modelo poderá ser obtida comparando-se o desvio padrão simulado e o medido. A figura 22 apresenta os valores de "a" obtidos pelo desvio padrão medido e simulado, destacando-se o intervalo pré-estabelecido.

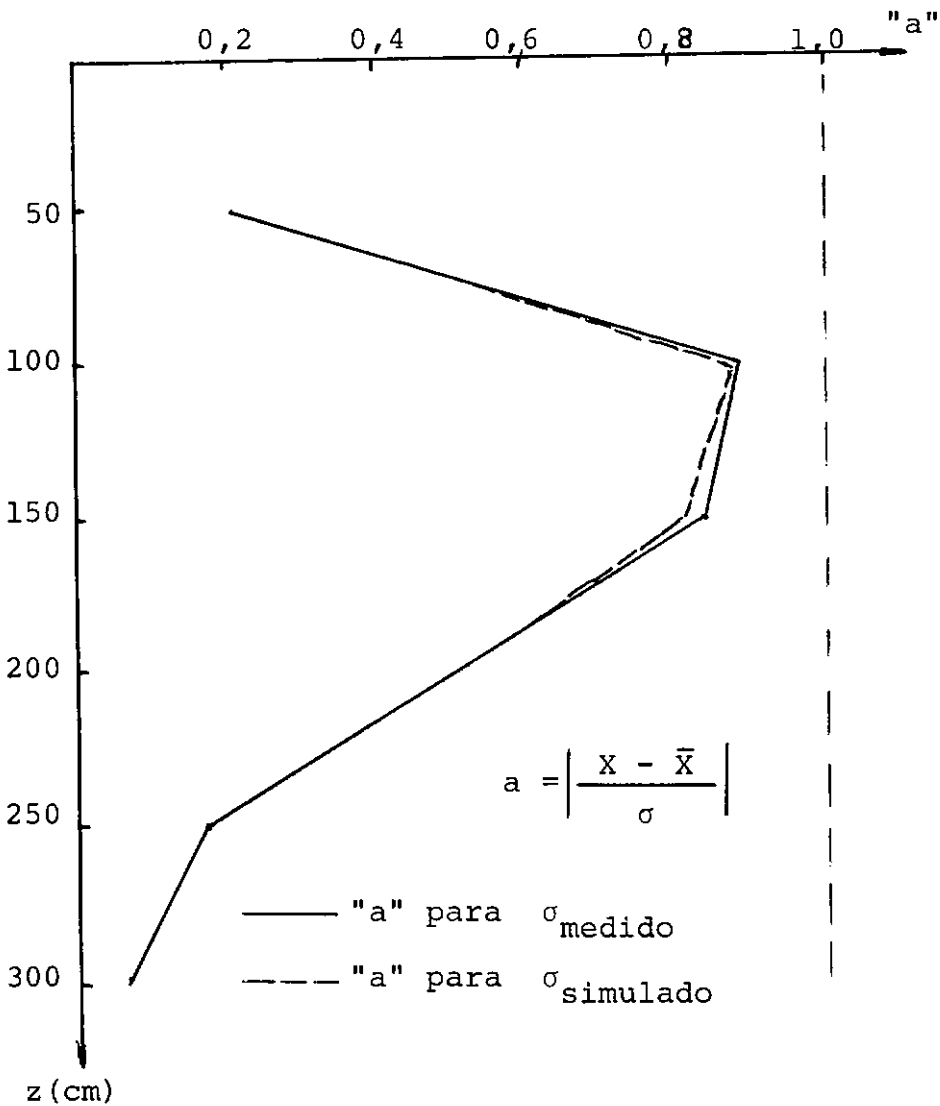


Figura 22 - Coeficiente "a" de segurança obtido dos desvios padrão medidos e simulados para diferentes profundidades.

O comportamento obtido demonstra a manutenção dos valores da constante dentro do grau de precisão pré-estabelecido, a não ser a condição superficial, já discutida anteriormente sobre a sua causa.

Para uma análise de sensibilidade procedeu-se, ao uso de diferentes curvas de difusividade e, em consequência de condutividade, mostradas na figura 17, cujos resultados da simulação são mostrados na figura 23.

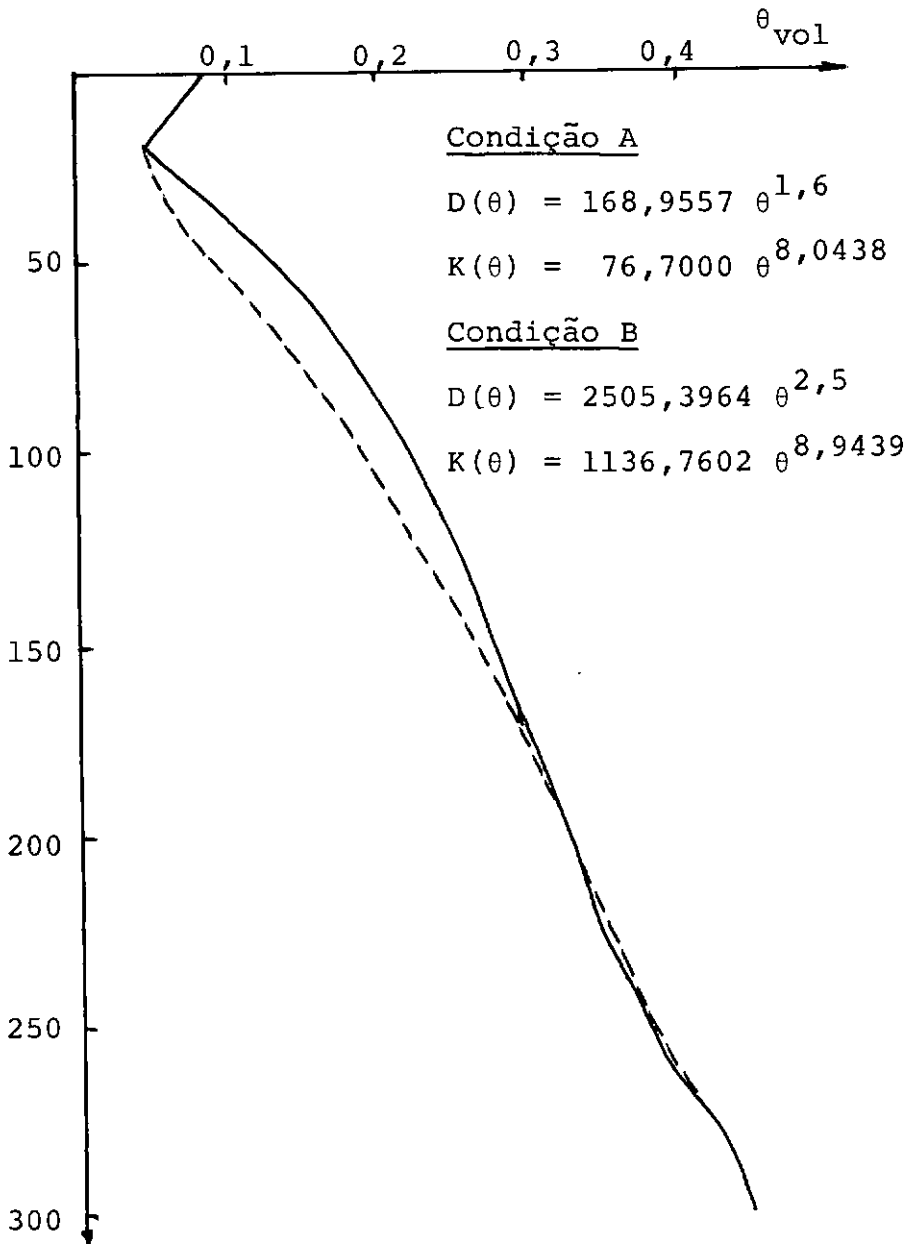


Figura 23 - Conteúdos de umidade simulados para diferentes características do solo, mostrando a sensibilidade do modelo.

A condição superficial não foi afetada, visto o processo de solução desses valores independer das características do solo, influenciando o conteúdo de umidade até a profundidade de 20 cm. Para a região em que os conteúdos de umidade se apresentavam baixos, o processo difusivo foi marcante, sendo os resultados da simulação altamente influenciados pela difusividade, simulando valores altos para altas difusividades. Isso em relação ao valor adotado para o solo e o valor escolhido para teste de sensibilidade. Já na região de altos conteúdos de umidade, para a condição de teste, a condutividade teve maior influência, produzindo valores simulados menores que os simulados com as características adotadas para o solo, porém a influência da difusividade foi mais marcante, visto esta afetar maior região do perfil.

A determinação da sensibilidade do modelo assim discutida, não seguiu nenhum dos critérios estabelecidos na literatura. O critério desenvolvido por MACHADO (1975) não foi testado pois envolveria o cálculo da variância da difusividade e da condutividade, ambas funções do conteúdo de umidade e em consequência da profundidade, de tal forma que o conceito deveria ser aplicado a cada nó da malha do esquema de solução, o que dificulta a sua utilização, prestando-se tão somente para soluções analíticas.

Outros estudos poderiam ser efetuados a partir do modelo, tais como as condições de fluxo real e fluxo poten-

cial, percolação profunda para o lençol freático e influência de diferentes distribuições do sistema radicular, estudos que poderão ser desenvolvidos no futuro.

CAPITULO VII

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

VII.1 - Conclusões gerais

A simulação do movimento de água no sistema solo-água-planta, constitui um farto campo de estudos para que se atinja o objetivo final de conhecer, a contento as relações envolvidas nesse sistema, e o equacionamento dessas relações.

À medida que se obtenha o equacionamento do sistema, a simulação passará a ser um instrumento eficiente de estudos e de aplicação em problemas que envolvam o controle de água no solo, sua disponibilidade e relações com o sistema radicular das plantas que se desenvolvem nesse meio, tornando o trabalho de produção agrícola mais racional, principalmente no que se refere às frequências de rega em irrigação, frequentemente aplicadas sem o conhecimento prévio do conteúdo de umidade

presente, visto a não difusão de instrumentos de controle no campo.

Mesmo quando dispondo de instrumentação de controle de água disponível, a grande variabilidade apresentada ao longo da superfície do terreno, notadamente em grandes áreas de produção, podem ocasionar, em determinados momentos, valores aceitáveis de conteúdo de umidade, mas em determinados pontos, problemas de "stress hídrico", proporcionando danos irreparáveis às plantas.

O levantamento detalhado ao longo da área constitui, a nível de propriedade, condição impossível de ser atingida no momento, de modo que o estudo da variabilidade é a condição necessária para a implantação de sistemas de controle de umidade.

O modelo proposto para simular a variabilidade, constitui uma tentativa que se baseia na propagação de uma onda de variabilidade do perfil, ao longo do tempo, afetada pelas condições superficiais, alterando o perfil de umidade e o perfil de variabilidade.

O esquema de solução para o conteúdo de umidade na superfície, esquema explícito, é extremamente afetado pelos incrementos adotados, não correspondendo ao mesmo tempo para o valor médio e o desvio padrão, pois se tratam de valores de di

ferentes ordens de grandeza.

Optou-se por resolver o modelo com dados escassos, visto ser essa uma condição frequente a nível de campo, buscando uma solução mais precisa por otimização de alguns parâmetros.

O fato importante a se ressaltar é o acompanhamento do perfil de variabilidade para a condição de simulação ideal, mostrando a viabilidade do esquema de solução da variabilidade como foi proposto.

Como meta futura, o modelo deverá ser novamente testado para uma condição de campo mais abrangente, buscando o aperfeiçoamento nas proposições apresentadas, tentando incluir estudos de amostragem ideal, características diferenciadas para os diferentes horizontes, e estudos de sensibilidade mais profundos, afim de estabelecer um critério de otimização automático.

LITERATURA CITADA

- ASHCROFT, G.; MARSH, D.D.; EVANS, D.D. e BOERSMA, L. - 1962 - "Numerical method for solving the diffusion equation, I - Horizontal flow in semi-infinite media" *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 26 - 522/525.
- AFSHAR, A. e MARINO, M.A. - 1978 - "Model for simulating soil-water content considering evapotranspiration" *J. of Hydrol.* 37 - 309/322.
- BAKER, F.G. e BOUMA, J. - 1976 - "Variability of hydraulic conductivity in two sub-surface horizons of two silt loam soils" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 40(2) - 219/222.
- BELMANS, J.F.; FEVEN, J. e HILLEL, D. - 1979 - "An attempt at experimental validation of macroscopic-scale models of soil moisture extraction by roots" *Soil Sci.* 127 - 174/186.
- BHATTACHARYA, R.N.; GUPTA, V.K. e SPOSITO, G. - 1976 - "On the stochastic foundations of the theory of water flow through unsaturated soil" *Water Res. Res.* 12(3) - 503/512.
- BOLTZMANN, L. - 1894 - "Zur integration der Diffusionsgleichung

bei variablen Diffusionkoeffizienten" *Annalen der Physik und Chemie* 53 - 959/964.

- BRESLER, Z.; BIELORAI, H. e LAUFER, A. - 1979 - "Field test of solution flow models in a heterogeneous irrigated cropped soil" *Water Res. Res.* 15(3) - 645/652.
- CADIMA, A.; LIBARDI, L.P. e REICHARDT, K. - 1980 - "Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo vermelho-amarelo textura média no campo" *Rev. Bras. Cienc. Solo* 4(2) - 63/66.
- CARVALHO, H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND, J. e BAUER, A. - 1976 - "Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock sandy loam" *Soil Sci.* 121 - 1/8.
- CASSEL, D.K. e BAUER, A. - 1975 - "Spatial variability in soils below depth of tillage: Bulk density and fifteen atmospheric percentage" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 39(2) - 247/250.
- CHILDS, E.C. e COLLINS-GEORGE, N. - 1948 - "Soil geometry and soil-water equilibrium" *Disc. Faraday Soc.* 3 - 78/85.
- COELHO, M.A. - 1974 - *Spatial variability of water related soil physical parameters* - PhD dissertation, Univ. of Arizona - Tucson - 110pp.
- COWAN, I.R. - 1965 - "Transport of water in the soil-plant-atmosphere system" *J. Appl. Ecol.* 2 - 221/239.
- CRANK, J. - 1956 - *The mathematics of Diffusion* - 1st ed. Oxford University Press, London.
- DOUGLAS, J. e JONES, B.J. - 1963 - "On predictor-corrector methods for nonlinear parabolic differential equations" *J. Soc. Ind. Appl. Math.* 11 - 195/204.

- FEDDES, R.A. e RIJTEMA, P.E. - 1972 - "Water withdrawal by plant roots" *J. of Hydrol.* 17 - 33/59.
- FEDDES, R.A.; BRESLER, E. e NEUMAN, S.P. - 1974 - "Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems" *Water Res. Res.* 10 (6) - 1199/1206.
- FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.; KOLINSKA-MALINKA, K. e ZARANDY, H. - 1976 - "Simulation of field water uptake by plants using soil water dependent root extraction functions" *J. of Hydrol.* 31 - 13/26.
- FHÜHLER, H.; ARDAKAN, M.S. e STOLZY, L.H. - 1976 - "Error propagation in determining hydraulic conductivity from successive water content and pressure head profiles" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 40 - 830/836.
- GARDNER, W.R. - 1960 - "Dynamic aspects of water availability to plants" *Soil Sci.* 89 - 63/67.
- GARDNER, W.R. - 1964 - "Relation of root distribution to water and availability" *Agron. J.* 56 - 41/45.
- GARDNER, W.R.; HILLEL, D. e BENYHMINI, Y. - 1970 - "Post-irrigation movement of soil water, I - Redistribution" *Water Res. Res.* 6(3) - 851/861.
- HANKS, R.J. e BOWERS, S.A. - 1962 - "Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils" *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 26 - 530/534.
- HILLEL, D. - 1970 - *Solo e água - Fenômenos e princípios físicos* - Conv. UFRGS-USAID/Winsconsin - Ed Meridional - Porto Alegre - RGS - 231 pp.
- HILLEL, D.; Van BAVEL, C.H.M. e TALPAZ, H. - 1975 - "A microscopic

- scale model of soil water uptake and salt movement to plant roots" *Soil Sci.* 120 - 385/399.
- HILLEL, D.; TALPAZ, H. e Van KEULEN, H. - 1976 - "A macroscopic-scale model of water uptake by nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile" *Soil Sci.* 121(4) - 242/255.
 - JACCOUD, A. e CASTRO, A.F. - 1976 - "Curvas de caracterização de umidade de solos da área da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Município de Itaguaí" *Pesq. Agrop. Bras. Série Agron.* 11(12) - 1/9.
 - KEISLING, T.C. - 1974 - *Precision with which selected physical properties of similar soils can be measured* - PhD dissertation Oklah. State Univ. - Stillwater - 108 pp-
 - KIRKHAM, Don e POWERS, W.L. - 1972 - *Advanced Soil Physics* - John Wiley & Sons, Inc. - USA. 534 pp.
 - KLUTE, A. - 1952 - "A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials" *Soil Sci.* 73 - 105/116.
 - LAROUSSI, C. e De BACKER, L. - 1975 - "Physical interpretation of the diffusion equation parameters to Markov's stochastic processes theory" *Soil Sci.* 120(3) - 169/173.
 - LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. e BIGGAR, J.W. - 1980 - "Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 44(1) - 3/7.
 - MACHADO, D. - 1975 - *Probability-distributed parameters within conceptual catchment models* - PhD thesis - University of Lancaster - England - 163 pp.

- MILLER, E.E. e MILLER, R.D. - 1955 - "Theory of capillary flow I- Practical implications" *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 19 - 267/271.
- MOLZ, F.J.; REMSON, I.; FUNGAROLI, A.A. e DRAKE, R.L. - 1968 " Soil moisture availability for transpiration" *Water Res. Res.* 4(6) - 1161/1169.
- MOLZ, F.J. e REMSON, I. - 1970 - "Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants" *Water Res. Res.* 6 - 1346/1356.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. e ERH, K.T. - 1973 - "Spatial variability of field measured soil-water properties" *Hilgardia* 42(7) - 215/260.
- NIMAH, M.N. e HANKS, R.J. - 1973a - "Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations, I Descriptions and sensitivity" *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 37(4) - 522/527.
- NIMAH, M.N. e HANKS, R.J. - 1973b - "Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations, II- Field test of model" *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 37(4) - 528/532.
- PACE, C.A.M. - 1979 - *Estudo da distribuição do sistema radicular de porta-enxertos cítricos em solos podzolizados* - UFRRJ - Tese de Mestrado em Agronomia - Itaguaí - RJ. 70pp.
- PECK, A.J.; LUXMOORE, R.J. e STOLZY, J.L. - 1977 - "Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modeling" *Water Res. Res.* 13(2) - 348/354.
- PHILIP, J.R. - 1957 - "The physical principles of water movement during the irrigation cycle" *Proc. 3rd Int. Congr. Irrig. Drainage* 8 - 125/128.

- PHILIP, J.R. - 1969 - "Theory of infiltration" *Advanced in Hydrosience* 5 - Academic Press, New York.
- RAMOS, D.P. - 1970 - *Levantamento detalhado de solos da área da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, com base em fotografias aéreas e prospecção do terreno* - UFRRJ - Tese de Mestrado em Agronomia - Itaguaí - RJ - 128pp.
- RAO, P.V.; RAO, P.S.C.; DAVIDSON, J.M. e HAMMOND, L.C. - 1979 - "Use of goodness-of-fit tests for characterizing the spatial variability of soil properties" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 43(2) - 274/278.
- REICHARDT, K.; GROHMANN, F.; LIBARDI, P.L. e QUEIROZ, S.V. - 1976 - "Spatial variability of physical properties of tropical soil, II- Soil water retention curves and hydraulic conductivity" *CENA - BT-005 - Piracicaba - S. Paulo* - 24pp.
- ROWSE, H.R. e STONE, D.A. - 1978 - "Simulation of the water distribution in soil, II - The model for cropped soil and its comparison with experiment" *Plant and Soil* 49 - 533/550.
- RUSSO, D. e BRESLER, E. - 1980 - "Field determinations of soil hydraulic properties for statistical analysis" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 44(4) - 697/702.
- SOUZA, M.L.P.; LIBARDI, P.L. e REICHARDT, K. - 1979 - "Propagação de erros na medida de fluxos de água no solo em condições de campo" *Rev. Bras. Cienc. Solo* 3(3) - 137/140.
- Van Den HONERT, T.H. - 1948 - "Water transport in plant as a catenary process" *Disc. Faraday Soc.* 3 - 146/153.
- WARRICK, A.W.; MULLEN, G.J. e NIELSEN, D.R. - 1977a - "Predictions of the soil water flux based upon field-measured soil-water

properties" *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 41(1) - 14/19.

- WARRICK,A.W.; MULLEN,G.J. e NIELSEN,D.R. - 1977b - "Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept" *Water Res. Res.* 13(2) - 355/362.
- WINTER,E.J. - 1976 - *A água o solo e a planta* - tradução de Reichardt,K. e Libardi,P.L. - Ed. Universidade de São Paulo - Piracicaba - SP. 170pp.

APENDICE

ALGORITMO DE CÁLCULO

O modelo de simulação foi programado em linguagem FORTRAN em computador IBM 1130. Os dados de entrada para sua utilização são apresentados à seguir:

- DELTZ - intervalo de profundidade de simulação (Δz)
 - DELT - intervalo de tempo na simulação (Δt)
 - DPROF - intervalo de profundidade nos dados de perfil inicial de conteúdo de umidade, desvio padrão e densidade efetiva de raízes
 - PROF - profundidade do lençol freático
 - NDIA - número de dias de simulação
 - BARRA
 - TRACO
 - X
 - O
- } Variáveis auxiliares para impressão

BRAN - espaço em branco para impressão

D1 - coeficiente D_0 da equação de difusividade

$$D(\theta) = D_0 \cdot \theta^\alpha$$

C1 - coeficiente K_0 da equação de condutividade

$$K(\theta) = K_0 \cdot \theta^\beta$$

ALFA - coeficiente α da equação de difusividade

BETA - coeficiente β da equação de condutividade

ESECO - conteúdo de umidade para o solo seco ao ar

ESAT - conteúdo de umidade para o solo saturado

VAR(I) - variável assumindo na leitura de dados:

1 - Densidade efetiva de raízes $R(z)$

2 - Perfil de umidade inicial $EINIC(z)$

3 - Perfil de desvio padrão no conteúdo de umidade inicial $SIG(z)$

DATA - data do final da simulação para impressão

ER(I) - conteúdo de umidade para a data final da simulação

SIGR(I) - desvio padrão do conteúdo de umidade para a data final da simulação

PREC(I,J) - precipitação ao longo dos intervalos de tempo Δt , índice J, para cada dia durante o período de simulação, índice I

ETP(I,J) - evapotranspiração potencial ao longo dos intervalos de tempo Δt , índice J, para cada dia durante o período de simulação

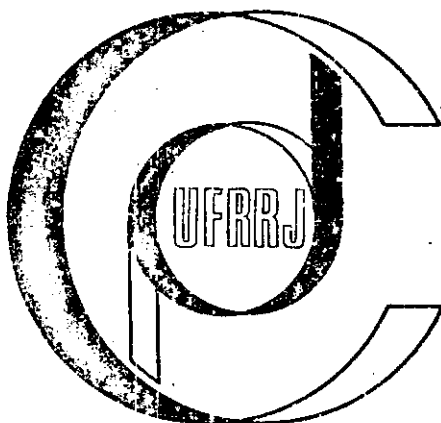
A listagem do programa se encontra a seguir, incluindo a listagem de saída para as duas condições da figura 23.

PAGE 2

```

65 DO 70 I=1,ND
  SIG(I)=Z(I)
70 CONTINUE
  A=1./(DELTZ**2)
  NOT=34/DELT
  READ(2,75)(DATA(I),I=1,2),(FRI(I),I=1,NPONT),(SIGR(I),I=1,NPONT)
75 FORMAT(2A4,14F5.3,2(/,16F5.3),3(/,16F5.4))
  DO 80 J=1,NDJA
    READ(2,90)(PREC(I,J),J=1,NDT),(EIP(I,J),J=1,NDT)
90 FORMAT(12F6.4,/,12F6.4)
80 CONTINUE
  DO 85 NCONT=1,10
    NDEF=0
    DO 85 I=1,ND
      F(I)=FINI(I)
      SIGS(I)=SIG(I)
85 CONTINUE
    DO 275 J=1,NDJA
      DO 275 M=1,NDT
66 IF(PREC(J,M)-0.190,90,95
90 TRAN=0.04*ETO(J,M)
      FLUX=.1*ETO(J,M)*(-1.)
      GOTO 86
95 FLUX=PREC(J,M)
      TRAN=0.
96 SFLUX=.1*FLUX
      ST(I)=F(I)+(FLUX*DELT/DELTZ)

```



PAGE 4

```

  IF(FT(1)-ESFCO)100,100,110
100 FT(1)=ESFCO
  GOTO 130
110 IF(FT(1)-ESAT)130,120,120
120 FT(1)=ESAT
130 FT(ND)=F(NO)
  DO 140 I=1,ND
    DIF(I)=0)*F(I)**ALFA
    DDIF(I)=0)*ALFA*F(I)**(ALFA-1.)
    DCON(I)=C)*BETA*F(I)**(BETA-1.)
140 CONTINUE
  SOMA=0.
  SOMA=SOMA+2*(1)*DIF(1)+R(NP)*DIF(NP)+4.*R(2)*DIF(2)
  N=ND-2
  DO 145 I=3,N,2
    SOMA=SOMA+2.*R(I)*DIF(I)+4.*R(I+1)*DIF(I+1)
145 CONTINUE
  SOMA=SOMA*DELTZ/3.
  N=ND-1
  DO 150 I=2,N
    R(I)=(2.*A+(1./(DIF(I)*DELT)))*I-1.)
    AUX=(F(I+1)-F(I-1))/(2.*DELTZ)
    H(I)=(DCON(I)*AUX-(E(I)/DELT)-(DDIF(I)*AUX**2)+(TRAN*R(I)*DIF(I)/S
    IOMA)/DIF(I)
150 CONTINUE
  H(2)=H(2)-A*FT(1)
  H(N)=H(N)-A*FT(NO)

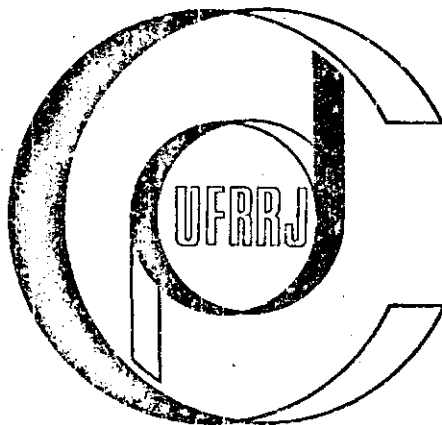
```


PAGE 5

```

      IF(NOFF=0)154,154,151
151 FT(1)=ET(1)-REF1-(SFLUX*DELT/DELTZ)
      ET(ND)=ET(ND)-REF2
      DO 152 I=2,N
      HT(I)=H(I)-H5(I)-Z(I)*(R(I)-RS(I))
152 CONTINUE
154 ALF(K)=R(K)
      DO 155 I=3,N
      L=ND+1-I
      ALF(L)=R(L)-I*(A**2)/ALF(L+1))
155 CONTINUE
      PSI(K)=H(K)/ALF(K)
      DO 160 I=3,N
      L=ND+1-I
      PSI(L)=(PSI(L)-A*PSI(L+1))/ALF(L)
160 CONTINUE
      ET(2)=PSI(2)
      DO 165 I=3,N
      ET(I)=PSI(I)-(A*ET(I-1))/ALF(I))
165 CONTINUE
      IF(NOFF=0)170,170,215
170 REF1=ET(1)
      REF2=ET(ND)
      DO 175 I=1,ND
      C(I)=E(I)+SIGS(I)
      Z(I)=ET(I)
      H5(I)=H(I)

```



PAGE 6

```

      RS(I)=R(I)
175 CONTINUE
      NOFF=1
      GOTO 84
215 DO 220 I=1,ND
      E(I)=Z(I)
      SIGS(I)=ET(I)
220 CONTINUE
      NOFF=0
225 CONTINUE
226 CONTINUE
      WRITE(9,227)(DATA(I),I=1,2)
227 CONTINUE
      16, '1', T61, '1', T78, '311' - '1', T5, '1', '1X, 'PROFUNDIDADE - CONTEUDO DE
      20, 'UNIDADE - DESVIO PADRAO', '1', T103, 'DATA - ', T24, T6, '1', '4X, '1CM'
      3, T27, 'VOLUMETRICO', T61, '1', T78, '0 - MEDIDO X - SIMULADO', T6, '1'
      4, T24, 'MEDIDO SIMULADO MEDIDO SIMULADO', T55, 'PROFUNDIDADE',
      5, T6, '56' - '1', T68, '1CM', T76, '0.1', T7X, '0.2', T7X, '0.3', T7X, '0.4'
      NC=0
      DO 235 N=1,50
      PLOT(N)=TRACO
      NC=NC+1
      IF(NC=10)235,230,230
230 NC=0
      PLOT(N)=RAOBA
235 CONTINUE
      NC=0

```

PAGE 7

```

NIM=0
DO 270 I=1,NB
L=(I-1)*DEL T2
M=(F(I)*100.)*.5
PLOT(N)=Y
COL=PAQQA
IF(NIM=0)236,236,237
236 NIM=NIM+1
GOTO 241
237 IF(NC-VA)255,240,240
240 NIM=NIM+1
COL=TPACO
NC=0
241 NPROF=NPREF*(NIM-1)
M=(F(NIM)*100.)*.5
PLOT(N)=0
WRITE(3,250)I,ER(NIM),F(I),SIG2(NIM),SIGSI(I),NPROF,COL,(PLOT(N),N*
11.50)
250 FORMAT(T6,'I',5X,I3,9X,F6.4,4X,F6.4,3X,F6.4,4X,F6.4,2X,'I',T63,I3,
11X,A1,50A1)
GOTO 245
255 WRITE(3,260)I,E(I),SIGSI(I),COL,(PLOT(N),N=1,50)
260 FORMAT(T6,'I',5X,I3,10X,F6.4,13X,F6.4,2X,'I',T67,A1,50A1)
265 NC=NC+1
COL=PAQQA
DO 270 N=1,50
PLOT(N)=RRAN

```

PAGE 8

```

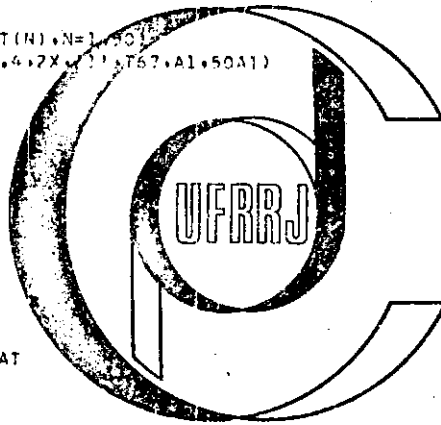
270 CONTINUE
WRITE(3,275)
275 FORMAT(T6,F6('I=1))
WRITE(3,101)D1,C1,ALFA,BETA,ESECO,ESAT
ALFA=ALFA-.1
D1=1.4/(.05**4LFA)
C1=D1/2.2031
BETA=ALFA+.6,4430
280 CONTINUE
CALL EXIT
END

```

FEATURES SUPPORTED
ONE WORD INTEGERS
1005

CORE REQUIREMENTS FOR
COMMON 0 VARIABLES 7128 PROGRAM 1948

END OF COMPILEATION



168 0553 17 4 1971 1 0000 1 0000 2 0000 2 0000 2 0000

CONTENIDO DE UNIDADES VOLUMÉTRICAS		DATA = 12/09/77	
PROFUNDIDADE - CONTENIDO DE UNIDADES VOLUMÉTRICAS (CM)	MESIO	STANDARD	TEST
0	0.0000	0.0000	0.0000
5		0.0000	0.0000
10		0.0000	0.0000
15		0.0000	0.0000
20	0.0000	0.0000	0.0000
25		0.0000	0.0000
30		0.0000	0.0000
35		0.0000	0.0000
40	0.0000	0.0000	0.0000
45		0.0000	0.0000
50		0.0000	0.0000
55		0.0000	0.0000
60	0.0000	0.0000	0.0000
65		0.0000	0.0000
70		0.0000	0.0000
75		0.0000	0.0000
80	0.0000	0.0000	0.0000
85		0.0000	0.0000
90		0.0000	0.0000
95		0.0000	0.0000
100	0.0000	0.0000	0.0000